

Relationes Annue Instituti Geologici Publici Hungarici

A Magyar Állami Földtani Intézet

Évi Jelentése

2006

Annual Report

of the Geological Institute of Hungary



Budapest, 2008

Copyright Magyar Állami Földtani Intézet (Geological Institute of Hungary), 2005
Minden jog fenntartva! All rights reserved!

Lektorok Reviewers:

BALLA ZOLTÁN, CSÉSZÉR GÉZA, HAAS JÁNOS, HORVÁTH ISTVÁN, JÁMBOR LÁRON, KOVÁCS SÁNDOR,
KUBOVICS IMRE, LESS GYÖRGY, LIEBE PÉL, VICZIN ISTVÁN

Sorozatszerkesztő Serial editor:

BALLA ZOLTÁN

Szakszerkesztő Scientific editor:

PIROS OLGA

Műszaki szerkesztő Technical editor:

SIMONYI DEZSŐ

Szerkesztő Szakmai nyomdai előkészítő DTP:

PIROS OLGA, SIMONYI DEZSŐ

Borítóterv Cover design:

SIMONYI DEZSŐ



Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet Published by the Geological Institute of Hungary

Felelős kiadó Responsible editor:

KORDOS LÁSZLÓ
Igazgató Director

HU ISSN 0368 9751

Tartalom — Contents

Működési jelentés — Activity Report

HÁMOR GÉZA (1934–2007)	7
JÁMBOR ÁRON (összeállító): Dr. Hámor Géza szakirodalmi munkássága	8
KORDOS LÁSZLÓ: A múlt a jövő kulcsa	17
BREZSNYÁNSZKY KÁROLY: Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2006. évi tevékenységéről	19

. — ■■■ —

Szakkikkek — Scientific publications

RIPSZNÉ JUDIK KATALIN: A Medvednica hegység (Horvátország) és Észak-Magyarország paleozoos és mezozoos kishőmérsékletű metamorf képződményeinek összevetése. — Comparison of Palaeozoic and Mesozoic very low-grade metamorphic formations in the Medvednica Mts (Croatia) and in North Hungary.	47
PELIKÁN PÁL, IVAN FILIPOVIĆ, DIVNA JOVANOVIĆ, MILAN SUDAR, †LJUBINKO PROTIĆ, HIPS KINGA, KOVÁCS SÁNDOR, LESS GYÖRGY: A Bükki-terrénum (É-Magyarország), a Jadari-terrénum (ÉNy-Szerbia) és a Sana-Unai-terrénum (ÉNy-Bosznia) karbon, perm és triász rétegsorainak összehasonlítása. — Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Bükk, Jadar, Sana-Una terrains.	59
BUDAI TAMÁS: Platformok és medencék kialakulása és fejlődése a Bakony középső-triász története során. — Middle Triassic platform and basin evolution of the Bakony Mts, Hungary.	77
HAAS JÁNOS: A bükki és a darnói jura képződmények ősföldrajzi helyzete és kapcsolatai. — Palaeogeographic setting and relationships of the Jurassic formations in the Bükk-Darnó area.	85
KÖVÉR SZILVIA, FODOR LÁSZLÓ, KOVÁCS SÁNDOR: A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata - régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis. — Structural position and sedimentary connections of Jurassic formations of the Rudabánya Hills - an overview of old conceptions and a new working hypothesis.	97
KÓNYA PÉTER: Balaton-felvidéki bazaltok nátrólitsoportba tartozó üregkitöltő ásványainak részletes vizsgálata. — Detailed investigation of cavity filling natrolite group minerals in basalts of Balaton Highland, Hungary.	121
CSEERNY TIBOR, GÁL NÓRA, TULLNER TIBOR, TAHY ÁGNES: A magyarországi felszín alatti víztestek földtani kiértékelésének 2006. évi eredményei. — The results of the geological evaluation of the Hungarian groundwater bodies, 2006.	145
DON GYÖRGY, SOLT PÉTER: Meteoritkráter-tanulmányok. — Impact crater studies.	155
FÖLDVÁRI MÁRIA: Az ásványok hőbomlási rendszere és példák a termogravimetria földtani alkalmazási lehetőségeire. — Thermal decomposition system of the minerals and the application of the thermogravimetry in the earth science.	169

Működési jelentés

Dr. Hámor Géza

(1934–2007)



Hámor Géza geológus, a Magyar Állami Földtani Intézet egykori igazgatója, tanszékvezető egyetemi tanár, a Magyarhoni Földtani Társulat elnöke, majd tiszteleti tagja, hosszan tartó betegségben 2007. augusztus 25-én, életének 74. évében Budapesten hunyt el.

1934. június 3-án született Kecskeméten Gáspár Aranka és Hámor Kristóf gyermekeként. Kovács Irénnel történt házasságát követően (1957), két gyermeke születet, Enikő (1958) és Tamás (1960).

1952-ben érettségizett a kecskeméti református Gróf Tisza István Gimnázium jogutódjában, a Katona József Gimnáziumban. Geológus diplomát 1956-ban az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán szerzett. Középiskolai évei során a Magyar Állami Földtani Intézetben időszakos fűzőmunkásként dolgozott, és egyetemi hallgatóként ugyanott készült szakmájára.

1956–1991 között a Magyar Állami Földtani Intézetben gyakornok, tudományos munkatárs, főosztályvezető (1965–1974), igazgatóhelyettes (1974–1979), és igazgató (1979–1991) beosztásban dolgozott. Mindezek mellett 1960–1963-ban az MTA ösztöndíjas aspiránsa, 1976-tól a Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetem Bányamérnöki Karán, 1987-től az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Karán egyetemi tanárként, 1988-tól a Regionális Földtani Tanszék alapító tanszékvezető egyetemi tanáraként oktatott. 2004. évi nyugdíjazását követően az ELTE Tatai Természetvédelmi Terület és Szabadtéri Geológiai Múzeum megbízott vezetője volt.

Legfontosabb kutatás témái a földtani térképezés, a neogén sztratigráfia, a medencekutatás, geodinamika, kvantitatív fáciesanalízis és paleorekonstrukció, valamint a prognosztika köré csoportosíthatók. Felvételező geológusként három részletes (10 000-es és 25 000-es méretarányú) földtani térképezési programban (Keleti-Mecsek, Nógrád–Cserhát,

Börzsöny) és a kapcsolódó nyersanyagkutatás eredményes végrehajtásában vett részt; valamint vezetőként négy hasonló célkitűzésű külföldi expedíciót szervezett (Kuba, Mongólia, Líbia, Vietnam)

Témavezetőként munkatársaival továbbfejlesztette a földtani térképezés és térképszerkesztés módszertanát, a szelvényyszerű légifénykép-interpretáció hazai alkalmazását, a radiometria geokronológiai skálát, a neogén alapszelvények magnetosztatográfiai vizsgálatát, és kialakította a hazai neogén litosztatográfia formációrendszerét. Kidolgozta és társszerzőkkel publikálta az öskörnyezeti, ősföldrajzi rekonstrukció módszertanát.

Tájegységi méretben a Keleti-Mecsek, a Cserhát és a Börzsöny földtani térképeit, regionális méretben Magyarország, interregionális méretben a Kárpát-medence, valamint Közép- és Kelet-Európa ősföldrajzi térképeit és atlaszait szerkesztette. Kezdeményezője és részben szerzője volt a hazai tájegységtérképek (50 000-es méretarány) és Magyarország Földtani Atlasza (500 000-es méretarány, 42 változat) kiadásának.

Egyetemi oktatóként három szaktárgy előadójaként, hazai és külföldi terepgyakorlatok és tanulmányutak szervezésével és vezetésével foglalkozott. A Miskolci Egyetemen, valamint az Eötvös Loránd Tudományegyetemen több szakdolgozat, diplomamunka, aspiránsi vagy egyetemi doktori téma vezetője, opponense, bizottsági tagja volt. Minősítési eljárásokban 10 évig a Tudományos Minősítő Bizottság 22. szakbizottságának titkáráként, később az ELTE TTK Tudományos és Doktori Bizottsága tagjaként segítette elő a szakma minőségi fejlesztését.

Kiterjedt és eredményes szakmai közéleti tevékenységei közül kiemelendők a Magyarhoni Földtani Társulatban (titkár, főtitkár, alelnök, elnök, választmányi tag, tiszteleti tag), a Magyar Tudományos Akadémián (Magyar Rétegtani Bizottság Neogén Albizottságának elnöke; az IUGS Magyar Nemzeti Bizottság elnöke, az IGCP Magyar Nemzeti Bizottság tagja stb.) betöltött tisztségei. A legnagyobb és számára is a leginkább meghatározó szakmai kihívás a Regional Committee of Mediterranean Neogene Stratigraphy alelnöki, majd az 1985. évi budapesti VIII. Konferencia megrendezésével az elnökségi feladatok ellátása volt, amit 1999-ig a Végrehajtó Bizottság tagjaként folytatott.

Tudományos munkásságával 1967-ben a földtudományok kandidátusa, 1968-ban az ELTE doktori cím tulajdonosa, 1984-ben pedig a földtudományok doktora lett. Megkapta a Magyarhoni Földtani Társulat Koch Antal Érmét (1972), a MTESZ díjat (1973), kétszer részesült az Akadémiai Díjban (1976, 1986), és 1985-ben megosztott Állami Díjjal tüntették ki. A Miskolci Nehézipari Műszaki Egyetemen 1979-ben „Az év professzora” hallgatói emlékgűrűt, 1995-ben az immár Miskolci Egyetem „Pro Facultate Rerum Metallicarum”, kitüntetését kapta meg. 2006-ban az ELTE „Professor Emeritus”-a lett. 1994-ben a MÁFI 125 éves alapítására kiadott jubileumi aranyéremmel, 2004-ben a Magyarhoni Földtani Társulat 50 éves tagsági jubileumi emléklapjával ajándékozták meg tiszteletöl. Kitűnő személyes és szakmai kapcsolatokat tartott fenn a szomszédos országok geológusaival; 1985-től a Geologische Bundesanstalt (Wien) és az Osztrák Földtani Társulat (2000) levelező, a Horvát Tudományos és Művészeti Akadémia Kőolajföldtani Tudományos Tanácsának (2001) rendes, a Societas Geologorum Poloniae (1986) és a Magyarhoni Földtani Társulat (1993) tiszteleti tagja.

(–)

Dr. Hámor Géza szakirodalmi munkássága

Folyóiratokban megjelent szakcikk

- FÜLÖP J., HÁMOR G., HETÉNYI R., VIGH G. 1960: A Vértes-hegység júraidőszaki képződményei. – *Földtani Közlöny* 90 (1), pp. 15–26.
- HÁMOR G. 1964: A helvét típusprofil. – *Öslényitani Viték* 4, pp. 12–19.
- HÁMOR G. 1964: A K-i Mecsek miocén képződményeinek vizsgálata. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1961-ről*, pp. 109–119.
- HÁMOR G. 1964: A mecseki miocén ősföldrajzi kapcsolatai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1962-ről*, pp. 19–40.
- HÁMOR G. 1964: A mecseki slir biofáciesvizsgálata. – *Földtani Közlöny* 94 (3), pp. 349–361.
- HÁMOR G. 1964: Tájékoztató a Paleontológiai Társulat 1963. évi bécsi üléséről. (1963. okt. 1–8.) – *Öslényitani Viték* 3, pp. 35–37.
- HÁMOR G., JÁMBOR Á. 1964: A K-i és Ny-i Mecsek miocén képződményeinek párhuzamosítási lehetőségei. – *Földtani Közlöny* 94 (1), pp. 53–65.
- HÁMOR G., HAJÓS M., RAVASZNÉ BARANYAI L. 1965: A K-i Mecsek miocénjének hasznosítható anyagai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1963-ról*, pp. 53–68.
- HÁMOR G. 1966: Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1964-ről*, pp. 193–208.
- HÁMOR G. 1970: Az Északmagyarországi Osztály feladatai és 1968. évi működése. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1968-ról*, pp. 107–111.
- HÁMOR G. 1971: Az Észak-Magyarországi Osztály 1969. évi munkálatai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről*, pp. 193–198.
- HÁMOR G. 1971: A Kisterenye–Gyulakeszi (Nógrád megye) ottngien fácies sztratotipus. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről*, pp. 199–212.
- HÁMOR G. 1971: A rétegtani korreláció üledékföldtani alapon. – *Öslényitani Viték* 17, pp. 15–21.

- HÁMOR G., CZAKÓ T. 1971: Légifelvételek földtani kiértékelése és szerepe a hazai földtani térképezésben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1969-ről*, pp. 531–537.
- HÁMOR G., JÁMBOR Á. 1971: A magyarországi középső miocén. — *Földtani Közlöny* 101 (2–3), pp. 91–102.
- HÁMOR G. 1972: A nógrád-cserhádi terület kutatási eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1970-ről*, pp. 19–34.
- HÁMOR G. 1973: Az Észak-Magyarországi Osztály működési jelentése az 1971. évről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1971-ről*, pp. 21–30.
- HÁMOR G. 1973: Az üledékkifejlődés és szerkezetalakulás összefüggései epirogén területeken. — *Földtani Közlöny* 103 (3–4), pp. 245–250.
- HÁMOR G., NAGY B., NAGY G. 1973: A Börzsöny hegység D-i részének földtani vázlata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1971-ről*, pp. 31–46.
- HÁMOR G. 1974: A Börzsöny hegység D-i részének ősföldrajzi vázlata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, pp. 23–32.
- HÁMOR G. 1974: Az Észak-Magyarországi Osztály 1972. évi kutatási eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1972-ről*, pp. 15–22.
- HÁMOR G. 1976: Beszámoló a Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy VI. (bratislavai) Kongresszusáról. — *Földtani Közlöny* 106 (3), pp. 317–309.
- HÁMOR G. 1976: A Börzsöny hegység kutatásának eredményei 1973. évben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1973-ról*, pp. 23–26.
- HÁMOR G., BALOGH K., RAVASZNÉ BARANYAI L. 1978: Az Észak-Magyarországi harmadidőszaki formációk radiometrikus kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ról*, pp. 61–76.
- HÁMOR, G., RAVASZ BARANYAI, L., BALOGH, KAD., ÁRVA SOÓS, E. 1979: K/Ar dating of miocene pyroclastic rocks in Hungary. — *Ann. Geol. des Pays Helleniques. Hors Serie Fasc. II*, 1979, Athen, pp. 491–501.
- HÁMOR G., RAVASZNÉ BARANYAI L., BALOGH KAD., ÁRVÁNÉ SOÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1978-ról*, pp. 65–72.
- CSÁSZÁR G., HAAS J., HALMAI J., HÁMOR G., KÖRÖS L. 1982: A közép és fiatal alpi tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani fejlődésében. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 509–516.
- HÁMOR G. 1982: A Magyar Állami Földtani Intézet 1980. évi eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 9–16.
- HÁMOR G. 1983: A Magyar Állami Földtani Intézet 1981. évi kutatási eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 7–13.
- CSÁSZÁR, G., HAAS, J., HALMAI, J., HÁMOR, G., KÖRÖS, L. 1983: The role of late Alpine tectonic phases in the geological history of Hungary. — *Anuarul Institutului de Geologie si Geofizica* 60, pp. 51–56.
- HÁMOR G. 1984: A Magyar Állami Földtani Intézet 1982. évi munkája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről*, pp. 9–13.
- HÁMOR, G. 1984: Paleogeographic reconstruction of Neogen plate movements in the Paratethyan realm. — *Acta Geologica Hungarica* 27 (1–2), pp. 5–21.
- ELSTON, D. P., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., LANTOS, M., RÓNAI, A. 1985: Magnetostratigraphy of Neogene strata penetrated in two deep bore holes in the Pannonian Basin. — *Geophysical Transactions* 31 (1–3), pp. 75–88.
- HÁMOR, G., BÉRCZI, I. 1986: Neogene history of the Central Paratethys. — *Giornale di Geologia*, ser 3, 48 (1–2), pp. 323–342.
- HÁMOR, G., HALMAI, J. 1987: Paleogeography as a step to Stratigraphic Synthesis — The Neogene of central and Eastern Europe. — *Episodes* 10 (3), pp. 176–180.
- HÁMOR G. 1988: A Magyar Állami Földtani Intézet 1986. évi munkája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ról*, pp. 12–18.
- HÁMOR G. 1988: A nógrád-cserhádi kutatási terület földtani viszonyai c. doktori értekezés tézisei. — *Földtani Kutatás* 31 (3–4), pp. 79–87.
- HÁMOR G. 1989: Előszó. — In: ERDÉLYI G.-NÉ (szerk.): Az Országos Földtani Adattár tevékenysége és szolgáltatásai. *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, pp. 5–6.
- HALMAI J., HÁMOR G. 1989: Gödöllői-dombság, Fót, Fóti-Somlyó-hegy feltárás. — Magyarország geológiai alapszelvényei. *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa*, 6 p.
- HÁMOR G. 1989: A Magyar Állami Földtani Intézet 1987. évi kutatási eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1987-ről*, pp. 15–21.
- HÁMOR G. 1992: Igazgatói jelentés az 1989–1990. évről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1990-ről*, pp. 7–18.
- HÁMOR, G., HALMAI, J. 1995: Proposal for the definition of the Miocene superstages in the Paratethyan region. — *Romanian Journal of Stratigraphy* 76, Suppl. 7, pp. 37–41.
- CSÁSZÁR G., GALÁCS, A., HAAS J., HÁMOR G., KECSKEMÉTI T., KNAUER J., KÖRÖSNÉ HÓDI M., KROLOPP E., NAGYMAROSY A., SZEDERKÉNYI T. 1998: A hazai földkéreg rétegtani tagolásának helyzete. — *Földtani Közlöny* 128 (1), pp. 99–121.
- HÁMOR, G., POGÁCSÁS, GY., JÁMBOR, Á. 2001: Paleogeographic structural evolutionary stages and the related volcanism of the Carpathian-Pannonian Region. — *Acta Geologica Hungarica* 44 (2–3), pp. 193–222.
- HAAS, J., HÁMOR, G. 2002: Geological garden in the neighborhood of Budapest, Hungary. — *Episodes* 24 (4), pp. 257–261.
- HÁMOR, G. 2002: Significance of the Neo-Vardar Tectonic Zone in the Tertiary structural evolution and paleogeographic changes of the Carpathian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* 45 (1), pp. 63–77.
- HÁMOR G. 2005: A Börzsöny-Visegrádi hegység fejlődéstörténete az ősföldrajzi rekonstrukciók tükrében. (Evolution of the Börzsöny-Visegrádi Mts in the light of the palaeogeographic reconstruction). — *Börzsönyvidék* 3, Börzsöny Múzeum Baráti Köre, Szob, pp. 77–101.
- HÁMOR, G. 2007: Research statistical evaluation of the Neogen in Hungary. — *Central European Geology* 50 (2), pp. 101–182.

Könyvek, könyvfejezetek

- HÁMOR G. 1970: A Kelet-mecseki miocén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 53 (1), 371 p.
- FODOR T.-NÉ, GABOS GY., HÁMOR G. (ed.) 1971: *Irányelvek a 10 000-es méretarányú mérnökgeológiai térképezéshez és térképszerkesztéshez.* — Központi Földtani Hivatal, Budapest, 150 p.
- HÁMOR, G., KNOBLOCH, E., NEMEJC, F. 1973: Faziostratotypen der Salgótarjaner Schichtengruppe. — In: SENES, J.: *Chronostratigraphie und Neostatotypen; Miozän der Zentralen Paratethys; M₂ Ottungien.* Veda Verlag, Slowakien Akademie der Wissenschaft, Bratislava, Czechoslovakia, pp. 197–226.
- HÁMOR, G. et al. 1975: Correlation der Néogène de la Paratethys Centrale. 2e édition 1974. — In: *Sedimentation raum* 25. Geological Survey, Prague, p. 27.
- HÁMOR, G. 1978: Miocène inférieur et moyen. — In: ROGER, J.: *Lexique Stratigraphique International* 1, Europe 9, Hongrie, C.N.R.S. Paris, pp. 32–35.
- HÁMOR, G. 1978: Die Orogenphasen des Badenien. — In: SENES, J. (ed.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen; Miozän der Zentralen Paratethys; M4-Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien).* — Veda Verlag, Slowakien Akademie der Wissenschaft, Bratislava, Czechoslovakia, 6, p. 109.
- HÁMOR, G. 1978: Die Schichtenfolgen des Badenien im Süden der Intrakarpatischen Depression; Zala und Drau Becken und Umgebung des Mecsek Gebirges in Ungarn. — In: SENES, J. (ed.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen; Miozän der Zentralen Paratethys; M4-Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien).* — Veda Verlag, Slowakien Akademie der Wissenschaft, Bratislava, Czechoslovakia, 6, pp. 90–91.
- HÁMOR, G. 1978: Die Schichtenfolgen des Badenien im zentralen Teil der Intrakarpatischen Depression; das Badenien im NW und N Ungarns. — In: SENES, J. (ed.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen; Miozän der Zentralen Paratethys; M4-Badenien (Moravien, Wielicien, Kosovien).* — Veda Verlag, Slowakien Akademie der Wissenschaft, Bratislava, Czechoslovakia, 6, pp. 80–81.
- HÁMOR, G. 1983: The Quantitative methods of paleogeographical reconstruction. — *Occasional paper of the Geological Institute of Hungary* 2, 70 p.
- HÁMOR, G. 1985: Geology of the Nógrád–Cserhát area. — *Geologica Hungarica series Geologica* 22, pp. 217–297.
- HÁMOR G. 1985: A Nógrád–Cserhát kutatási terület földtani viszonyai. — *Geologica Hungarica series Geologica* 22, 216 p.
- HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. 1985: Neogene sedimentation areas in Hungary. Stratigraphic Correlation tables: North Hungary, Sopron Mountains, Mecsek Mountains, Hungarian part of Zala–Drava Basin. — In: STEININGER, F. F., SENES, J., KLEEMANN, K., RÖGL, F.: *Stratigraphic Correlation tables.* 1, pp. 59–60, 122, 123, 153, 158, 174, 2, pp. 376, 378, 384.
- HÁMOR, G. 1985: A magyarországi miocén földtani megismerésének történeti vázlata. — In: HÁMOR G., JÁMBOR Á., SELMECZI I. 1985: A Magyarországi neogén kutatástörténete (1806–1985). A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, pp. 7–28.
- HÁMOR, G. 1985: Geological understanding of the Hungarian Miocene: Historical review. — HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., SELMECZI, I. 1985: A Magyarországi neogén kutatástörténete (1806–1985). — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, pp. 29–54.
- HÁMOR G., JÁMBOR Á., SELMECZI I. 1985: A Magyarországi neogén kutatástörténete (1806–1985). — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 113 p.
- CSÁSZÁR, G., HAAS, J., HALMAI, J., HÁMOR, G., KÖRÖS, L. 1987: The role of middle and late Alpine tectonic phases in the geological history of Hungary. — In: LEONOV, YU. G., KHAIN, V. E. (eds): *Global Correlation of Tectonic Movements.* John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 173–186.
- HÁMOR, G., BÁLDI, T., BOHN HAVAS, M., HABLY, L., HALMAI, J., HAJÓS, M., KÓKAY, J., KÖRÖS, L., KÖRÖS LAKY, I., NAGY, E., NAGYMAROSY, A., VÖLGYI, L. 1987: The bio-, litho-, and chronostratigraphy of the Hungarian Miocene. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 70, 351–353.
- HÁMOR, G., RAVASZ BARANYAI, L., HALMAI, J., BALOGH, KAD., ÁRVA SOÓS, E. 1987: Dating of Miocene acid and intermediate volcanic activity of Hungary. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 62, pp. 149–154.
- BÉRCZI, I., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., SZENTGYÖRGYI, K. 1988: Neogene Sedimentation in Hungary. — In: ROYDEN, L., HORVÁTH, F. (ed.): *The Pannonian Basin a Study in Basin Evolution.* — *American Association of Petroleum Geologists Memoirs* 45, pp. 57–69.
- HÁMOR G., SZENTGYÖRGYI K., SELMECZI I., JÁMBOR Á., BENCE G., IVANCSICS J., NAGYMAROSY A., BUDINSZKY SZENTPÉTERY I., KÓKAY J. 1996: Rétegtani egységek rövid leírása. Miocén (pannóniai s.l.-nél idősebb miocén). — In: GYALOG L. (ed.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* 187, pp. 77–87.
- NAGYMAROSY A., HÁMOR G., GYALOG L., KÖRÖS L. 1996: Rétegtani egységek rövid leírása. Oligocén–miocén. — In: GYALOG L. (ed.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. *A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa* 197, pp. 87–88, 163.
- BENCE, G., BUDINSZKY SZENTPÉTERY, I., GYALOG, L., HÁMOR, G., IVANCSICS, J., JÁMBOR, Á., KÓKAY, J., KÖRÖS, L., NAGYMAROSY, A., SELMECZI, I., SZENTGYÖRGYI, K. 1997: Miocene. — In: CSÁSZÁR G. (ed.): *Basic lithostratigraphic units of Hungary. Charts and short descriptions.* Geological Institute of Hungary, pp. 14–15, 39–44, 76–80.
- HÁMOR G. 1997: A magyarországi miocén fejlődéstörténete és ösföldrajza. — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv.* Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 231–250.
- HAAS J., HÁMOR G. 1998: Magyarország területe szerkezetfejlődésének összefoglalása. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* Mol Rt. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 45–54.
- HÁMOR G. 1998: A magyarországi miocén rétegtana. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* Mol Rt. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 437–453.
- BALOGH, J., HÁMOR, G., JUHÁSZ, Á. 1999: Relief assessment. Landform evolution studies in Hungary. — In: PÉCSI, M. (ed.): *Studies in Geography in Hungary* 30. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 119–121.

- HAAS, J., HÁMOR, G., KÖRPÁS, L. 1999: Geological setting and tectonic evolution of Hungary. — In: KÖRPÁS, L., HOFSTRA, A. H. (eds): Carlin gold in Hungary. *Geologica Hungarica series Geologica* 24, pp. 179–196.
- HAAS, J. (ed.), HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KÖVÁCS, S., NAGYMAROSY, A., SZEDERKÉNYI, T. 2001: *Geology of Hungary*. — Eötvös University Press, Budapest, 317 p.
- HÁMOR, G. 2001: Genesis and evolution of the Pannonian Basin. — In: HAAS, J. (ed.): *Geology of Hungary*. Eötvös University Press, Budapest, pp. 193–265.

Földtani térképek

- NAGY E., HÁMOR G. 1964: *Pécsbányatelep (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY E., HÁMOR G. 1964: *Pécsbányatelep (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1966: *Apátvarasd (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1966: *Apátvarasd (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1966: *Hosszúhetény-Dél (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1966: *Hosszúhetény-Dél (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., NAGY E., FÖLDI M. 1966: *Pécs-Meszes (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., NAGY E., FÖLDI M. 1966: *Pécs-Meszes (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1966: *Pécsvárad (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1966: *Pécsvárad (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY E., HÁMOR G., FÖLDI M. 1966: *Pécs-Vasas (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY E., HÁMOR G., FÖLDI M. 1966: *Pécs-Vasas (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., FÖLDI M. 1972: *Hird (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., NAGY E., FÖLDI M. 1972: *Nagymányok (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., NAGY E., FÖLDI M. 1972: *Nagymányok (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1973: *Bonyhád (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1973: *Bonyhád (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY E., HÁMOR G. 1973: *Mánfa (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY E., HÁMOR G. 1973: *Mánfa (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1974: *Kisbattyán (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1974: *Kisbattyán (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. (szerk.), CZÁKÓ T., JANKOVICH I., SIPOSS Z., SZENTES GY. 1974: *Nógrád-Cserhát kutatási terület földtani térképe 1:50 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., HETÉNYI R., NAGY I. 1974: *Magyaregregy (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., HETÉNYI R., NAGY I. 1974: *Magyaregregy (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1975: *Kisújbánya (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1975: *Kisújbánya (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., HÁMOR G. 1976: *Hosszúhetény-Észak (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., HÁMOR G. 1976: *Hosszúhetény-Észak (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1976: *Mecseknádasd (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1976: *Mecseknádasd (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., NAGY I., BILIK I. JANTSKY B. 1976: *Ófalu (A Mecsek hegység földtani térképe). Észlelési térkép 1:10 000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., NAGY I., BILIK I. JANTSKY B. 1976: *Ófalu (A Mecsek hegység földtani térképe). Földtani térkép 1:10 000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., FÖLDI M., NAGY I., NAGY E., BILIK I. 1982: *A Keleti-Mecsek földtani térképe 1:25 000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÜLÖP J. (főszerk.), HÁMOR G., JÁMBOR Á., RÓNAI A., NAGY E., CSÁSZÁR G., HETÉNYI R., H. DEÁK M., GYARMATI P. 1984: *Magyarország földtani térképe 1:500 000 (magyar, angol és plasztikdombor változat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- FÜLÖP J., DANK V. (főszerk.), BARABÁS A., BARDÓCZ B., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., JÁMBOR Á., SZ. KILÉNYI É., NAGY E., RUMPLER J., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L. 1987: *Magyarország földtani térképe a kanoizoikum elhagyásával 1:500 000 (magyar és plasztikdombor változat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- BÉRCZI I., HÁMOR G., HALMAI J. 1989: A magyarországi alsó, középső és felsőmiocén ösföldrajzi térképei. – In: PÉCSI M. (főszerk.): *Magyarország Nemzeti Atlasza (National Atlas of Hungary).* – Kartográfiai Vállalat, Budapest, p. 41. A, B tábla.
- HÁMOR G. (ed. in chief), STEININGER, F.F., KOJUMDIEVA, E., CÍCHA, I., VASS, D., BARTHELT, D., HALMAI, J., BOCCALETTI, M., GELATI, R., MORATTI, G., SLACZKA, A., MARINESCU, FL., BERGER, J. P., BABAK, E. V., GONCHAROVA, I. A., ILVINA, L. B., NEVESSKAJA, L. A., PARAMANOVA, N. P., POPOV, S. V., EREMIJA, M., MARINOVICH, D. (ed.). 1989: *Neogene Palaeogeographic Atlas of Central and Eastern Europe 1:3 mill. Map. No. 1-7.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- DANK V., FÜLÖP J. (főszerk.), ÁDÁM O., BARABÁS A., BARDÓCZ B., BÉRCZI I., BREZSNYÁNSZKY K., CSÁSZÁR G., HAAS J., HÁMOR G., HORVÁTH F., JÁMBOR Á., KASSAI M., NAGY E., POGÁCSÁS GY., RÁNER G., RUMPLER J., SÍKHEGYI F., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., ZELENKA T. 1990: *Magyarország szerkezetföldtani térképe 1:500 000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1997: *A Kárpát-medence miocén ösföldrajzi és fácies térképei. Magyarország Földtani Atlasza 19.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1997: *Miocene palaeogeographic and facies maps of the Carpathian Basin (I-III). Geological Atlas of Hungary, 19.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1999: *A Kárpát-medence neogén ösföldrajzi térképei 1:7 500 000.* – In: *Magyarország Atlasza.* – Cartographia Kft., Budapest, p. 24.
- HÁMOR G. 1999: Közép- és Kelet-Európa ösföldrajzi képe a miocén idején 1:25 000 000. – In: *Magyarország Atlasza.* – Cartographia Kft., Budapest, p. 24.

Térképmagyarázók

- FORGÓ L., FÖLDI M., HÁMOR G., NAGY E. 1966: *Pécs-Meszés (Földtani alapadatok a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 199 p.
- NAGY E., HÁMOR G. 1966: *Pécsbányatelep (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 56 p.
- FÖLDI M., NAGY E., HÁMOR G., HETÉNYI R. 1967: *Hosszúhetény-D (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 66 p.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1967: *Pécsvárads (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 57 p.
- NAGY E., HÁMOR G., FÖLDI M. 1967: *Pécs-Vasas (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 38 p.
- HÁMOR G., FÖLDI M. 1968: *Hird (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 35 p.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1968: *Pécsvárads (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 57 p.
- HÁMOR G., NAGY E., FÖLDI M. 1968: *Nagymányok (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 40 p.
- HÁMOR G., NAGY E., FÖLDI M. 1968: *Pécs-Meszés (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 54 p.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1968: *Apátvarasd (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 55 p.
- HETÉNYI R., HÁMOR G., NAGY I. 1969: *Pécsvárads (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 303 p.
- HÁMOR G., FÖLDI M., BILIK I., HETÉNYI R., NAGY I. 1974: *Magyaregregy (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 51 p.
- HÁMOR G. 1975: *Bonyhád (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 30 p.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., BILIK I. 1976: *Mecseknádasd (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 38 p.
- HETÉNYI R., FÖLDI M., HÁMOR G., NAGY I., BILIK I., JANTSKY B. 1976: *Ófalu (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 74 p.
- FÖLDI M., HETÉNYI R., NAGY I., BILIK I., HÁMOR G. 1977: *Hosszúhetény-É (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat).* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 71 p.

- BILIK I., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1978: *Kisbattyán (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 82 p.
- NAGY I., HÁMOR G., HETÉNYI R., BILIK I., FÖLDI M. 1978: *Kisújványa (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 88 p.
- NAGY E., HÁMOR G. 1979: *Mánfa (Magyarázó a Mecsek hegység Földtani Térképsorozatához 1:10 000-es sorozat)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 30 p.
- HAAS J. (szerk.), BALOGH K., KOVÁCS S., ÁRKAI P., CSÁSZÁR G., SZEDERKÉNYI T., VÖLGYI L., HÁMOR G., SZENTGYÖRGYI K., SÍKHEGYI F., MARTONNÉ SZALAI E. 1993: *Neogén szerkezetalakulás. A szerkezetalakulás összefoglalása (Magyarázó Magyarország Földtani Atlasza térképsorozat Kainozoos medencealjazat és tektonikai térképe térképváltozataihoz)*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HAAS J., HÁMOR G. 1996: A szerkezetfejlődés összefoglalása. The history of structural evolution. – In: HAAS J. (szerk.): *Magyarázó Magyarország földtani térképe a kainozoikum elhagyásával és Magyarország szerkezetföldtani térképe 1:500 000 térképlapokhoz*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 145–146, 173–181.
- HÁMOR, G. 1997: Neogene evolutionary, palaeogeographic and facies model of the Pannonian Basin with lithostratigraphic units. – In: *Geological Atlas of Hungary*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1997: A Pannon-medence neogén fejlődéstörténeti, ösföldrajzi és fáciesmodellje, biosztratigráfiai egységekkel. – In: *Magyarország Földtani Atlasza 19*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR G. 1997: A Pannon-medence neogén ösföldrajzi és fáciesmodellje, litosztratigráfiai egységekkel. – In: *Magyarország Földtani Atlasza 19*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- KORPÁS L. (szerk.), CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., HÁMOR G., ÓDOR L., HORVÁTH I., FÜGEDI U., HARANGI SZ. 1998: *Magyarázó a Börzsöny és a Visegrádi-hegység földtani térképéhez 1:50 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 179 p.
- HÁMOR G. 2001: *A Kárpát-medence miocén ösföldrajza. Magyarázó a Kárpát-medence miocén ösföldrajzi és fáciestérképéhez 1:3 000 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 67 p.
- HÁMOR, G. 2001: *Miocén palaeogeography of the Carpathian Basin. Explanatory notes to the Miocene palaeogeographic maps of the Carpathian basin 1:3 000 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 70 p.
- HÁMOR G., LANTOS M. 2001: A Kárpát-medence neogén kronosztratigráfiai korrelációja és a magyarországi magnetosztratigráfiai skála. – In: HÁMOR G.: *A Kárpát-medence miocén ösföldrajza, Magyarázó a Kárpát-medence miocén ösföldrajzi és fáciestérképéhez VII. táblázat*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR, G., LANTOS, M. 2001: *Neogene chronostratigraphic correlation of the Carpathian Basin and the Hungarian magnetostratigraphic scale. Explanatory notes to the Miocene palaeogeographic maps of the Carpathian basin 1:3 000 000. Appendix VII*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

Kongresszusi kiadványok, kirándulásvezetők

- HÁMOR G., JÁMBOR Á. 1964: A DNy-magyarországi miocén. – *I. Magyar-Jugoszláv Geológus Találkozó kirándulásvezetője (magyar és szerb-horvát)*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, pp. 39–47.
- HÁMOR, G. 1966: Das Miozän des Mecsek-Gebirges (SW-Ungarn). – *International Union of Geological Sciences Commission on Stratigraphy, Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Proceedings of the third session in Bern 1964*. Leiden (Brill, E. J.), pp. 212–215.
- BÁLDI T., HÁMOR G., JÁMBOR Á., KÓKAY J. 1969: Földtani kirándulások magyarországi neogén területeken. – *Neogén Kollokvium kirándulásvezetője (német, orosz, angol)*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, 58 p.
- HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. 1969: Das Mittlere Miozän Ungarns. – *Kolloquium über das Neogén. Verhandlungen der Plenar- und Sektionssitzungen*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest.
- HÁMOR, G. 1975: Correlation de Néogène de la Paratethys Centrale. – *VI. Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy*. Geological Survey Prague, pp. 5–33.
- HÁMOR, G. 1975: The Lower and Middle Miocene of Hungary. – *Guide for the excursion in the Egerien and Neogene areas of Hungary. VI. Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Excursion D*. Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, pp. 5–9.
- HÁMOR, G. 1979: Entwicklungsgeschichte, Paläogeographie und tektonische Phasen des Badeniens in Ungarn. – *Materialü XI. Kongressza Karpato-Balkanszkoj Geologicseszkoj Asszociacii. Neogen*. Naukova dümka, Kiev 1977.
- HÁMOR, G. 1979: O formacii Becske (egerien) i jejo znacsenyii dlja provedenija granyicü mezdu oligocenom i miocenom. – *Materialü XI. Kongressza Karpato-Balkanszkoj Geologicseszkoj Asszociacii. Neogen*. Naukova dümka, Kiev 1977.
- HÁMOR, G. 1979: Vozmozsnosztji tektonicseszkoj ocenki paleogeograficseszkih dannüh. – *Materialü XI. Kongressza Karpato-Balkanszkoj Geologicseszkoj asszociacii*. Kiev, 1977, pp. 158–159.
- HÁMOR, G., RAVASZ BARANYAI, L., BALOGH, K., ÁRVA SOÓS, E. 1979: K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. – *VIIth International Congress of Mediterranean Neogene Athens, 27 September – 2 Oktober 1979. Annales Géologiques des Pays Helléniques, Hors Série, Fasc. II*, pp. 491–500.
- CSÁSZÁR, G., HAAS, J., HALMAI, J., HÁMOR, G., KORPÁS, L. 1980: The Role of Middle and Late Alpine Tectonic Phases in Hungary's geological history. – *26^e Congres Geologique International, Paris, Abstract 1*, p. 329.
- HÁMOR, G. 1980: The age of Neogene Tectonic Phases in the Paratethys Realm. – *26^e Congres Geologique International, Paris, Abstract 1*, p. 348.
- CSÁSZÁR, G., HAAS, J., HALMAI, J., HÁMOR, G., KORPÁS, L. 1981: The Role of Tectonic Phases in Hungary's Geological History. – *Carpatho-Balkán Geological Association. Abstracts of the 12th Congress of Carpatho-Balkan Geological Association, Bucarest*, p. 122.

- HÁMOR G. 1981: Magyarország szerkezetének és földtörténetének vázlata. — In: JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország molassz képződményei. A szocialista országok Tudományos Akadémiái IX. p.k. 3.3. Munkacsoportjának magyarországi ülése alkalmából.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 9–13.
- HÁMOR G. 1981: A molassz képződmények terepi bemutatása. — In: JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország molassz képződményei. A szocialista országok Tudományos Akadémiái IX. p.k. 3.3. Munkacsoportjának magyarországi ülése alkalmából.* — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 119–130, 172–177.
- HÁMOR, G. 1981: Outlines of geological structure and evolution of Hungary: Miocene. — *Excursion Guide of molasse formation in Hungary.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 9–13.
- HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., RAVASZ BARANYAI, L., ÁRVA SOÓS, E., BALOGH, K. 1981: K/Ar dating of miocene acidic and intermediate piroclastics and lava rocks in Hungary. — Abstracts of the 12th Congress of Carpatho-Balkan Geological Association, Bucarest, 598–599.
- HÁMOR G., SZENTGYÖRGYI K. 1981: Miocén. — In: JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország molassz képződményei. A szocialista országok Tudományos Akadémiái IX. p.k. 3.3. Munkacsoportjának magyarországi ülése alkalmából.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 41–54.
- BÉRCZI, I., HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., SZENTGYÖRGYI, K. 1982: Characteristics of Neogene sedimentation in the Pannonian Basin. Evolution of extensional basins within regions of compression, with emphasis on the intra-Carpathians. *Workshop, Discussions Meeting at Veszprém, Hungary, 20–26 June, 1982.* Veszprém Committee of the Hungarian Academy of Sciences.
- HÁMOR, G. 1982: Erläuterungen zu lithotektonischen Profilen der neogenen Molasse in Nordungarn und in der Grossen Ungarischen Tiefebene (Annex 14–15). — *Veröffentlichungen Zentralinstitut physik der Erde Academie der Wissenschaften DDR. Postdam, 1982.* 66, pp. 147–153.
- HÁMOR, G. 1984: Paleogeographic reconstruction of Neogene plate movements in the Paratethyan realm. — *2th International Geological Congress. Izdatyelsztvo Nauka, Moscow, Abstracts 01, p. 62.*
- HÁMOR, G., BÁLDI, T., BOHN HAVAS, M., HABLY, L., HALMAI, J., HAJÓS, M., KÓKAY, J., KORDOS, L., KORECZ LAKY, I., NAGY, ESZTER, NAGYMAROSY, A., VÖLGYI, L. 1985: The biostratigraphy of the Hungarian miocene. — *Abstracts VIII.th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Symposium on European Late Cenozoic Mineral Resources (Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy), 15–22 Sept. 1985. Budapest.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 252–256.
- HÁMOR, G., HALMAI, J., JÁMBOR, Á. 1985: Neogene evolution of the Hungarian Tertiary basins. The evolution of the European lithosphere. — *4th Meeting of European Geological Societies, Edinburg, Abstracts, pp. 36–37.*
- HÁMOR, G., JÁMBOR, Á. 1985: North Hungarian core depository of the Hungarian Geological Institute Rákóczi-bánya–telep. — In: *Geodynamic evolution of intramontane basins. Neogene stratigraphy in Northern Hungary and in Budapest.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., LANTOS, M., RÓNAI, A., ELSTON, D. P. 1985: Magnetostratigraphic correlations of some Neogene strata of the Pannonian Basin, Hungary. — *Abstracts VIII.th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy 15–22 Sept. 1985. Budapest.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 257 p.
- HÁMOR, G., KORDOS, L., BARTKÓ, L. 1985: Palaeoenvironment of Ipolytarnóc. — *Excursion Guide VIIIth Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Congress.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 32 p.
- HÁMOR, G., RAVASZ BARANYAI, L., HALMAI, J., BALOGH, K., ÁRVA SOÓS, E. 1985: Dating of Miocene acidic and intermediate volcanic activity in Hungary. — *Abstracts VIII.th Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy 15–22 Sept. 1985. Budapest.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 258–260.
- HÁMOR G., HALMAI J. 1987: A mediterrán neogén rétegtan regionális bizottságának (Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy) VIII. kongresszusa (Budapest, 1985. szept. 15–22.) — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1985-ről*, pp. 29–55.
- HÁMOR, G., HALMAI, J. 1990: Neogene Palaeogeographic Atlas of Central and Eastern Europe. — *RCMNS IX. Congress, Barcelona. Abstracts* 171–172.
- DANK, V., HÁMOR, G., ERDÉLYI, Á., TANÁCS, J. 1991: Utilizable mineral resources in Hungary. — *Academic conferences 62. Department of Natural and Mathematical Sciences 4, Serbian Academy of Sciences and Arts, Beograd*, pp. 331–338.
- HÁMOR G. 1993: A 29. Nemzetközi Földtani Kongresszus (Kyoto, Japán). — *Földtani Közlöny* 123 (1), pp. 121–122.
- HAAS J., HÁMOR G., KOVÁCS S., SZEDERKÉNYI T. 1996: A Pannon régió fanerozoos fejlődéstörténete. — *Abstracts Hungeo '96, Magyar Földtudományi Szakemberek Világtalálkozója, Budapest, 1996.*
- HAAS, J., HÁMOR, G., KOVÁCS, T., SZEDERKÉNYI, T. 1996: Phanerozoic evolution of the Pannonian Region. — *Abstracts 30th International Geological Congress, H-1-69 05086 4029*, pp. 1–3.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., HÁMOR, G., SZEDERKÉNYI, T. 1996: Structural evolution of the Pannonian Region in the last 500 million years. — *Abstracts IAG European Regional Geomorphological Conference Hungary, Budapest*, p. 45.
- HÁMOR, G., HALMAI, J. 1998: The Miocene of the Carpathian Basin; new palaeogeographic and stratigraphic results. — *Abstracts Carpathian–Balkan Geological Association XVI. Congress Austria, Vienna*, p. 201.
- HÁMOR, G., BÉRCZI, I. 1999: Common issues of Neogene palaeogeographic models and petroleum systems. — *Working material of II. International Symposium on Petroleum Geology, Zagreb*, pp. 125–133.

Tudományszervezési cikkek

- HÁMOR G. 1969: A földtani térképezés helyzete és feladatai a Magyar Állami Földtani Intézetben. — *Földtani Kutatás* 12 (1), 7–13.
- HÁMOR G. 1972: Miocén. — In: *Tudományos eredmények a rétegtan területén 1971-ben.* — *MTA Földtani Tudományos Bizottsága*, 31–45.
- HÁMOR G. 1973: Előszó. A Magyarhoni Földtani Társulat 1973. évi Jubileumi Vándorgyűlése, Esztergom, május 24–25. — *Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest*, pp. 3–4.

- HÁMOR G. 1973: Főtitkári beszámoló. — *Földtani Közlöny* 103 (2), 95–100.
- HÁMOR G. 1976: Főtitkári beszámoló. — *Földtani Közlöny* 106 (4), 339–345.
- HÁMOR G. 1977: Főtitkári beszámoló. — *Földtani Közlöny* 107 (4), pp. 249–255.
- HÁMOR G. 1978: Főtitkári beszámoló a MFT 1978. évi tisztújító Közgyűlésén. — *Földtani Közlöny* 108 (4), pp. 404–412.
- HÁMOR G. 1979: Főtitkári beszámoló. — *Földtani Közlöny* 109 (3–4), pp. 327–330.
- HÁMOR G. 1980: Főtitkári beszámoló. — *Földtani Közlöny* 110 (3–4), pp. 315–319.
- HÁMOR G. 1981: Főtitkári beszámoló. — *Földtani Közlöny* 111 (3–4), pp. 399–406.
- HÁMOR G. 1981: A Magyar Állami Földtani Intézet eredményei és feladatai az ország földtani kutatásában. — *Földtani Kutatás* 14 (3), pp. 39–41.
- HÁMOR G. 1981: Új feladatok előtt. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1979-ről*, pp. 9–12.
- HÁMOR G. 1982: A földtani alap- és előkutatások jelentősége a földtani természeti erőforrások feltárásában. — *MTA X. Osztályának Közleményei* 15 (1–2), pp. 123–129.
- HÁMOR G. 1982: A Magyar Állami Földtani Intézet 1980. évi eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, pp. 9–16.
- HÁMOR G. 1983: A Magyar Állami Földtani Intézet 1981. évi kutatási eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, pp. 7–13.
- HÁMOR G. 1984: A Magyar Állami Földtani Intézet 1982. évi munkája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1982-ről*, pp. 9–13.
- HÁMOR G. 1985: Elnöki megnyitó. — *Földtani Kutatás* 28 (1–2), pp. 9–10.
- HÁMOR, G. 1985: Preface — In: HÁLA, J.: *Neogene mineral resources in the Carpathian Basin*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 5–6.
- HÁMOR G. 1986: A Magyar Állami Földtani Intézet VI. ötéves tervi eredményei. — *Földtani Kutatás* 29, pp. 67–69.
- HÁMOR G. 1987: Elnöki megnyitó. — *Földtani Közlöny* 117 (4), pp. 333–336.
- HÁMOR G. 1987: Feladatainkat teljesítettük. Igazgatói jelentés a MÁFI VI. ötéves tervi (1981–85) feladatairól. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1985-ről*, pp. 7–28.
- HÁMOR G. 1989: Elnöki megnyitó a Magyarhoni Földtani Társulat 1989. évi közgyűlésén. — *Földtani Közlöny* 119 (4), pp. 331–336.
- HÁMOR G. 1990: Az alkalmazott földtani új feladatai a Magyar Állami Földtani Intézetben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ról*, pp. 7–11.
- HÁMOR G. 1991: A földtani kutatás állami feladatai és a Magyar Állami Földtani Intézet kutatási koncepciói. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, pp. 7–16.
- HÁMOR G. 1992: Igazgatói jelentés az 1989–90 évről. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1990-ről*, pp. 7–18.
- HÁMOR G. 1994: A Magyar Állami Földtani Intézet feladatai, működése és eredményei 1949–1991 között. — *125 éves a Magyar Állami Földtani Intézet. Tanulmányok*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 21–36.
- HÁMOR G. 1994: Negyven év reményei és kudarcai. — *Szószó* 1994. VII (7–8), p. 4.
- HÁMOR, G. 1994: Tasks, activity and results of the Hungarian Geological Survey between 1949 and 1991. — *125 years Hungarian Geological Survey*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 25–40.
- HÁMOR G. 1995: Fülöp József (Bük, 1927. január 20. — Budapest, 1994. április 13.). — *Földtani Közlöny* 125 (1–2), pp. 3–18.
- HÁMOR G. 1995: Fülöp József (1927–1994). — *Magyar Tudomány* 1995 (5), pp. 610–613.
- HÁMOR, G. 1995: Geológus József Fülöp. — *Acta Geologica Hungarica* 37 (1–2), pp. 1–15.
- HÁMOR G. 1997: Fülöp József életének és munkásságának kronológiája. — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 11–12.
- HÁMOR G. 1997: Fülöp József geológus emlékére. — In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 13–17.
- HÁMOR G. 1997: A településfejlesztés paleogeográfiai, prognosztikai alapjai. Absztrakt. — *A geokörnyezet szerepe a területfejlesztéstől a településrendezésig tudományos konferencia kiadványa, Szeged*, p. 29.
- HÁMOR G. 2002: Vadász Elemér üzenete a mának. — *Vadász Elemér emlékkonferencia, Székesfehérvár, 2000. nov. 10.* Magyar Alumíniumipari Múzeum, Székesfehérvár, pp. 34–37.
- HÁMOR G. 2003: Kéri János emlékére. — *Földtani Közlöny* 133 (4), pp. 585–592.

Szabadalmak

- BARTA L., FEHÉR L., HÁMOR G., KASZA J., VAMOS GY., FORGÓ L., KERESZTÜRI J., RÓSA G., TILKY P. 1987: *Beágyazó habarcs hulladékok, különösen radioaktív hulladékok elhelyezésére*. — M.K. Országos Találmányi Hivatal (lajstromszám 203066).
- FEHÉR L., HÁMOR G., KASZA J., FORGÓ L., RÓSA G., SALLAI L., TILKY P. 1987: *Eljárás és adszorpció tartály radioaktív szennyvizek, különösen nagy dózisintenzitású szennyvizek dóziscsökkentésére*. — M.K. Országos Találmányi Hivatal (lajstromszám 202999).
- FEHÉR L., HÁMOR G., KASZA J., TOKAI G., FORGÓ L., MEGYERY G. 1987: *Eljárás vizek, különösen radioaktív szennyezett vizek tisztítására szolgáló szorbensek előállítására*. — M.K. Országos Találmányi Hivatal (lajstromszám 204231).

Népszerűsítő cikkek, videók

- HÁMOR G. 1961: Magyarország hasznosítható ásványi kincsei. — *Munkásakadémiai előadásanyag*, 1. Bányász sorozat 1. TIT kiadása, Budapest, pp. 1–17.
- HÁMOR G. 1980: A Kárpátok felgyűrődésének kora Magyarországon. *Fejezetek Magyarország geológiájából*. — A TIT és Természettudományi Stúdió kiadása, Budapest, pp. 122–135.

- HÁMOR G. 1981: Rozlozsnik Pál emlékülés, elnöki megnyitó. — *MTA X. Oszt. Közleményei* 14 (2–4), pp. 327–329.
- HÁMOR G. 1982: Vítális István szobránál. — *Földtani Közlöny* 12 (2), pp. 185–188.
- HÁMOR G. 1985: A magyarországi miocén. — *Videofilm*, Magyar Állami Földtani Intézet Stúdió (28').
- HÁMOR G., HAAS J. 1995: A tatai Kálváriadomb természetvédelmi területe. — *Videofilm*, ELTE Módszertani Stúdió (24').
- HÁMOR G. 2000: A geológiai szaknyelv kialakulása. — *Videofilm*, Duna TV (22').

Fontosabb kéziratok

- HÁMOR G. 1959: A Hidasi barnaköszén terület. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G. 1959: Miocén korú hasznosítható nyersanyagok kutatásának múltja és jövője a Mecsek-hegység területén. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G. 1967: A mecseki miocén rétegtani beosztásának fejlődése. — Mecseki Ércbányák Vállalat, Mecsekérc Környezetvédelmi Rt., Pécs.
- FÜLÖP J., HÁMOR G. 1970: A Börzsöny hegység átfogó földtani vizsgálatának programja nemes- és színesfém érctelepek feltárásainak megalapozása érdekében. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G. 1970: Összefoglaló földtani kutatási jelentés a Márai riolitúfa kutatásról. — Pécsi Bányakapitányság, Pécs.
- HÁMOR G., FORGÓ L., NAGYVÁRADI Á. 1970: A Szászvár–Magyaregregy közötti terület riolitúfa képződményeinek kutatási terve. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G. 1971: Püspökszilágy összefoglaló földtani, hidrogeológiai, műszaki-földtani leírása, különös tekintettel izotóptemető létesítésének lehetőségére. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY I. 1971: Villányi hg. nemesépitőké kutatási program. I–III. kötet. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., NAGY G., GYARMATI P., NAGY B. 1972: Jelentés a Börzsöny hegység 1971–1973. évi komplex földtani–ércföldtani kutatásáról. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NÉMEDI VARGA Z., SOMOS L., LÉDECZI E., CSALAGOVITS I., VÁRSZEGI K.-NÉ, VADÁSZ E., HÁMOR G., ORAVECZ J. 1972: A Pécs–7. sz. kutatófúrás (Lámpásvölgy) földtani kiértékelése. — Pécsi Bányakapitányság, Pécs.
- HÁMOR G. 1975: Cserhádi bentonitok és bentonitos agyagok prognózisa. — Miskolci Bányakapitányság, Salgótarján.
- HÁMOR G., SZENTES F. 1975: 1:25 000- 50 000-es térképezési utasítás. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., JUHÁSZ A. 1977: Borsodi miocén barnaköszén produktivitási és ismeretességi térképei. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., MADAI L., GAÁL CS.-NÉ 1977: Északmagyarország-i lignitterületek produktivitási és ismeretességi térképei. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., MADAI L., GODA L. 1977: Nyugatmagyarország-i lignitterületek produktivitási és ismeretességi térképe. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G., JÁMBOR Á. 1978: A KGST tagországok barnaköszén és lignit reménybeli területeinek térképei, gazdasági értékelésük. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G. 1979: A MÁFI VI. ötéves terve. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- HÁMOR G. 1979: Magyarországi barnaköszén és lignitterületek prognózisa. — Miskolci Bányakapitányság, Salgótarján.
- HÁMOR G., KORDOS L. 1979: Zárókutatás a Rudabánya-i prehominida lelőhely és a Borsodi medence ősföldrajzi rekonstrukciójáról. — Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- NÉMEDI VARGA Z., HÁMOR G., KOVÁCS F., FUCHS P., JENEINÉ JAMBRIK R., HAJDÚNÉ MOLNÁR K., VEREBÉLYI K. 1979: Máza Dél–Váralja Dél-i feketeköszénterület földtani kutatási jelentése. Elő kutatási fázis. — Pécsi Szénbányák, Mecseki Bányavagyon Hasznosító Rt., Pécs.
- RADICS S., MOYZES A., HÁMOR G. 1979: A Paksi atomerőmű prognosztikus radioaktív hulladéklerakó helyeinek környezetföldtani vizsgálata Magyaregregy, Püspökszilágy, Bataapáti térségében. I–II. kötet. — Pécsi Bányakapitányság, Pécs.
- (Hámor Géza saját publikációs listája és egyéb adatok alapján összeállította Jámbor Áron 2007-ben.)

A múlt a jövő kulcsa

2007. január elsején a Magyar Geológiai Szolgálat jogutódként beleolvadt az újonnan létrehozott Magyar Bányászati és Földtani Hivatalba. A Magyar Állami Földtani Intézet, és testvérintézménye, a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet megmaradt részben önálló gazdálkodású, a Gazdasági és Közlekedési Minisztérium felügyelete alá tartozó kutatóintézetnek. A két kutatóintézet közreműködik a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal állami földtani feladatainak ellátásában.

2007. januárjának utolsó napjaiban, amikor már közel egy hónapja megszűnt dr. Brezsnay Károly két cikluson átívelő eredményes igazgatói megbízatása, és pályázat útján 2012. december 28-ig új igazgató vehette át a magyar földtan vezérhajójának irányítását, új kihívásokra, új válaszokat kell adni.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2007. évi kiadásainak mindössze 30–35%-át támogatja az állami költségvetés, a többit meg kell termelni önmagunknak, azért, hogy legyen munkahe-lyünk, azért, hogy saját palotánkban, a székesfőváros által adományozott telken, és a fele-részen Semsey Andor támogatásával, Lechner Ödön zseniális tervei alapján felépített, kiemelt jelentőségű műemléképületben dolgozhassunk, és legfőképpen azért, hogy megteremt-sük mindazokat a tudományos alapokat, amelyek nélkül nem létezhetne magyar földtan.

A kihívás nem új, évek alatt érlelődött, és az állandó változás, az evolúció kölcsönhatás-rendszereinek eredményeként már kikristályosodott, hogy az Intézet jövőjét a földtani térké-pezésből és alapkutatásból származó új eredményekre alapuló földtani térmodell, az egyre inkább veszélyeztetett ivóvíz tér- és időbeli mozgását követő hidrogeológia, az európai közös-ség harmonizációjával összefüggő kényszerek, az ember-környezet kölcsönhatás sokrétű, szakterületünket és annak messze nyúló csápjait érintő kutatások fogják megalapozni. Infor-matikai rendszerünk, akkreditált laboratóriumunk, országos szakmai könyvtárunk és múzeu-munk nélkül mindez nem lenne megvalósítható.

Egy év múlva meglátjuk, hogy mennyire tudtuk használni a múlt ajtaját nyitva hagyó és a jövő új kapuját kinyitó kulcsot.

Budapest, 2007. január 31.

Jó szerencsét!

Dr. Kordos László
igazgató

Igazgatói beszámoló a Magyar Állami Földtani Intézet 2006. évi tevékenységéről

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY
igazgató

Bevezetés

Az intézet 2006. évi feladatait, a Magyar Állami Földtani Intézet és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 2004–2006. évekre szóló, a Földtani Tanács által jóváhagyott középtávú kutatási programja alapján végeztük. A középtávú program „A földtani környezet kutatása, védelme és hasznosítása” címet viseli, ami a társadalmi igények minél szélesebb körű kielégítésére irányuló törekvésünket tükrözi. A középtávú program keretében újra definiáltuk az intézet évszázadot meghaladó hagyományain alapuló, és a korszerű igényekhez alkalmazkodó stratégiai céljait. A stratégiai célok, a már említett társadalmi, nemzetgazdasági igények kielégítése mellett, a hazai és nemzetközi környezetbe helyezett kutatás minőségének fenntartására, az eredmények közkinccsá tételére helyezi a fő súlyt. A 2006. év a kutatási program befejező éve volt, a témák túlnyomó része lezárult.

A középtávú program tartalmával összhangban a beszámoló a teljes intézeti tevékenységet, alap- és alkalmazott kutatási, közszolgálati feladatainkat, és az intézet irányítására, működőképességének fenntartására irányuló tevékenységünket tartalmazza. A feladatok finanszírozása alapvetően négy forrásból, az állami költségvetésből, állami alapok céllelőirányzataiból, pályázatokból, valamint külső szerződéses bevételekből történt.

Az intézet szervezeti rendjén, főosztály- és osztályszerkezetén nem változtattunk, az elmúlt évek igazolták a szervezet működőképességét. A személyi állomány központi intézkedések következtében kényszerűen csökkent, év végére el kellett érniünk a 134 fő engedélyezett létszámot. A feladatok sokrétűsége és volumene továbbra is jól koordinált, feszített tempójú munkavégzést igényelt valamennyi munkatársunktól.

A Magyar Állami Földtani Intézet 2006-ban, fennállásának 137. évében teljesítette kutatási feladatait. Az éves tervébe foglaltaktól, az év közben felmerült nagy volumenű, az EU Víz Keretirányelvhez kapcsolódó célfeladatok (felszínalatti víztestek földtani jellemzése) végzése miatt bizonyos mértékben el kellett térni. A hároméves, témaösszegző jelentések elkészítése 2007 első negyedévének végére toldott át.

A körülmények közötti gazdálkodásnak köszönhetően a pénzügyi egyensúlyt sikerült megőrizni, annak ellenére, hogy év közben súlyos megszorító, a költségvetési támogatás csökkentésével járó intézkedéseket szenvedtünk el. Kiadásaink a bevétel szintje alatt maradtak, nincsenek köztartozásaink. A költségvetési feladatok teljesítésének feltételrendszerét is részben a külső szerződéses bevételből teremtettük meg. Legjelentősebb szerződéses partnereink az elmúlt évben a Mecsekérc Zrt. és az ETV-Erőterv Zrt. (közvetve a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht.), valamint a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium voltak. Komoly sikernek tekintjük a következő két év bevételei szempontjából is, hogy a „Magyar-Szlovák határmenti közös felszínalatti víztestek környezetállapota és fenntartható használata” című pályázatunk az Interreg Közösségi Kezdeményezés Programok keretében támogatást kapott.

A földtani környezet megismerését célzó kutatásaink súlyponti területe továbbra is a Dél-Dunántúl volt, ahol egy, több évre kiterjedő állami program, a kis- és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatásban láttunk el meghatározott feladatokat. Részben ezekhez a kutatásokhoz kapcsolódik a Medenceanalízis és a Tektonikai osztály tevékenysége, de összegző értékelések születtek az alföldi pannóniai képződmények szekvenciasztratigráfiai, és a Körös-medence késő-pleisztocén–holocén környezetváltozásainak vizsgálataiból.

Földtani térképezési programunk keretében lezárás előtt áll a Vértes tájegységi földtani térképe és a hozzá tartozó térképmagyarázó kézírata. Folytatódott a térképi adatbázisok építése, a medencealjzat és az 1:250 000-es országos földtani térkép szerkesztése. Mindkét termék lényeges hozzájárulás lesz Magyarország földtani térmodellje megalkotásához.

A földtani környezet védelmét és hasznosítását szolgáló kutatásainkat részben a környezetföldtan, az agrogeológia, a környezet-geokémia és a természetvédelem területén, másrészt egyes régiók komplex földtani potenciáljának megállapítása terén folytattuk. Program szerint befejeződött a régiókutatás, egy-egy tervezési-statisztikai régió ásványinyersanyag-potenciáljára vonatkozó adatbázisok és térképek elkészítésével. A területfejlesztési, területrendezési tevékenység támogatása érdekében a kialakított és bevált módszerek segítségével Budapest egyes kerületei (III. és VII.) környezeti állapotának a felmérését végeztük el.

Továbbra is nagy jelentősége volt a vízföldtani kutatásoknak. Vízhatalom- és ivóvíz-ellátási szempontú kutatásokat és modellezést végeztünk a Dunántúli-középhegység és a tervezett radioaktív hulladéklerakók környezetében. Az Alföld 2004-ben befejezett koncepcionális hidrogeológiai modelljén alapulva elkészítettük a térség regionális rétegvíz-áramlási modelljét. Sikeresen elvégeztük feladatainkat a hazai talajvizek kémiai állapotfelmérésre irányuló nemzetközi PHARE-projektben. Folytattuk vízmegfigyelő hálózatunk üzemeltetését. Az országos térmódel egy elemének elkészítésével vettünk részt az EU Vízkormányozási feladatok alatti víztestekkel összefüggő feladatainak megoldásában.

Közszolgálati tevékenységünk keretében egyrészt kutatási projektjeink anyagvizsgálati, informatikai, szakirodalmi és összehasonlító gyűjteményi igényeit elégítettük ki, másrészt eleget tettünk intézetünk nemzeti közintézményi jellegéből adódó információszolgáltatási kötelezettségeinknek. Jelentős új szerzeménye múzeumunknak a Torontói Egyetemmel közösen végzett egyhónapos rudabányai ásatáson előkerült, a 2000-ben felfedezett Rudapithecus „Gabi” nevű koponyájához tartozó alsó állkapocs, valamint a medencecsont-pár.

Intézetünk fenntartotta és fejlesztette hazai és külföldi kapcsolatrendszerét. Fenntartottuk teljes jogú tagságunkat az EuroGeoSurveys szervezetében, az év végén lejárt az igazgató három éves tagsága a szervezet Executive Committee testületében. Különös figyelmet fordítottunk kétoldalú kapcsolatainkra a szomszédos országokkal, új alapokra helyeztük a Horvát Földtani Szolgálattal kapcsolatainkat, és együttműködési megállapodást írtunk alá a Cseh Földtani Szolgálattal.

A 2006. év második fele intézményi átszervezés jegyében telt el. 2006. december 31-én kormányhatározat értelmében megszűnt a Magyar Geológiai Szolgálat, szerepét részben a Magyar Bányászati és Földtani Hivatal vette át. A Magyar Állami Földtani Intézet megőrizte jogi, gazdálkodási, szakmai önállóságát, feladatainak, felügyeletének

végleges megállapítása egy kormányhatározat értelmében 2007. június 30-ig várható.

Miután 2006-ban lejárt az igazgató megbízatásának második öt éves ciklusa, a Magyar Geológiai Szolgálat főigazgatója 2006. december 1-én pályázatot írt ki a Magyar Állami Földtani Intézet igazgatói posztjára, amit a kinevezés értelmében 2006. december 28-tól Dr. Kordos László tölt be.

A földtani környezet megismerését célzó kutatások

Medenceanalízis

A három éves kutatási ciklus végén, 2006-ban lezártuk a Pannon-medence mélymedencebeli pannóniai képződményeinek integrált sztratigráfiai vizsgálatát. A munka során az Alföldet behálózó regionális szelvények mentén végeztünk nagyléptékű, regionális vizsgálatokat, amelynek során elemeztük és értékeltük az alföldi pannóniai képződmények harmad- és negyedrendű szekvenciasztratigráfiai felépítését. Vizsgáltuk a szekvenciák üledékföldtani felépítését és a szekvenciahatárokon fellépő fáciesváltozások nyomait, megállapítottuk a szerkezeti változásokkal, valamint a Milanković-féle excentricitási klímacyklusokkal fennálló kapcsolatot. Az alföldi pannóniai s.l. képződmények mintáiból részletes mikromineralógiai vizsgálatokat is végeztünk. Több száz minta alapján meghatároztuk a különböző beszállítási irányból érkező homokok ásványtani összetétele változásának tendenciáit, a forrásközetjelző ásványok elterjedését. Megállapítottuk, hogy a forrásterületekhez közelebb eső fúrásokban rendkívüli egyezés mutatkozott a nehézasvány-tartalom változása, és a szekvenciasztratigráfiai értelmezés között. Elsősorban a tektonikai mozgások által létrehozott harmadrendű szekvenciahatárokon ugrás-szerűen változik az ásványos összetétel a medenceperemeken, míg a medencebelsőben ez a változás nem annyira jellegzetes.

Kiegészítő vizsgálatokat, elemzéseket, elemzési eredmények értékelését végeztük az év folyamán a *Körös-medence késő-pleisztocén–holocén környezetváltozásainak vizsgálata* téma záró szakaszában. Légifelvétel alapján, geofizikai vizsgálatokkal és sekélyfúrások mélyítésével kiegészítve vizsgáltuk Túrkeve térségében az ős-Tisza egy felhagyott, korábban már feltérképezett nagy meanderét. A fúrások anyagán a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Paleomágneses Laboratóriumával közös módszertani kutatásként mágneses szuszceptibilitás méréseket végeztünk, kiértékelésük folyamatban van. Részletesen megmintáztuk a békéscsabai Wienerberger-téglagyár agyagfejtőjét is, az innen származó minták a fő mederzónák közötti egykori agyagos ártereket reprezentálják, így ezek mágneses paramétereinek értékei kiegészítő információt szolgáltatnak a különböző üledékképződési alkörnyezetek jellemzéséhez (egykori szellőzöttségi viszonyok, a vízzel borítottság mértéke).

A késő-pleisztocén, holocén üledékek kormeghatározásában eredményesen alkalmaztuk a TL/OSL laboratórium vizsgálati eredményeit, 2006-ban 39 minta mérését és kiértékelését végeztük el.

Tektonika

Tovább fejlesztettük az ImaGeo-val összeépített LIPS (Lézer Indukált Plazma Spektrométer) műszert. A bátaapáti kutatás során használt ImaGeo Fotórobotot egy osztrák cég közreműködésével 3D leképezési eszközzé alakítottuk. A mérési eredményeket geofizikai, anyagvizsgálati adatokkal kalibráltuk, valamint ásványfázis becsléseket adtunk meg mélyfúrás-geofizikai mérések alapján.

A délnyugat-magyarországi szerkezeti egységek szlovéniai kapcsolatainak kutatása befejeződött, a zárójelentés elkészítése a következő évre halasztódott.

A Somogyi-dombság neotektonikai vizsgálata téma keretében elvégeztük a feltárás szintű alapadat-gyűjtemény kidolgozását, amely tartalmazza az épülő M7-es autópálya Siófok és Balatonszárszó közötti szakasza bevágásainak, részfűinek, és völgyhídjainak, alapozásgödreinek, valamint a térség egyéb feltárásainak földtani, üledékföldtani, neotektonikai vizsgálati eredményeit, digitális terepmodellek és légifotók elemzései segítségével.

Hegyvidéki térképezés

A Vértes földtani térképezési projektjének 2006. évi feladatai a tájegységi földtani térkép és a hozzá tartozó térképmagyarázó kötet nyomdai kiadásra történő előkészítése volt. Az év végére elkészült a hegység előterének, valamint a hegység kb. 80%-ának digitális térképi vonalműve. A magyarázó kötet fejezetei közül csak azokat nem zártuk még le, amelyek tartalmát a térkép szerkesztése, valamint a felmerült problémák tisztázását célzó folyamatos terepi reambulációk tapasztalatai jelentős mértékben befolyásolhatják (kvarter rétegtan, szerkezetföldtan). Elkészült ugyanakkor a magyarázó már lezárt fejezeteinek angol nyelvű fordítása, amely a tervhez képest többletfeladat volt.

Részt vettünk az ország 1:500 000-es méretarányú pre-kainozoos aljzattérképének szerkesztési munkálataiban, elkészült a Dunántúli-középhegységi-egység térképe.

Sík- és dombvidéki földtani térképezés

A Mecsek 1:500 000-es méretarányú tájegységi földtani térképéhez földtani szelvények készültek és folyamatban van a magyarázó kötet szerkesztése.

Térképi adatbázisok

Folytattuk a MÁFI Fúrási adatbázisának karbantartását és fejlesztését (háromszintű rétegnyilvántartó alrendszer és megjelenítési fejlesztései, területi szűrés bővítése, csoportos betöltések lehetősége, többnyelvű felület és adatbázis, felhasználónként menthető szűrőfeltételek). Elvégeztük az

intézet fúrási adatbázisában lévő átértékelt fúrások és az MGSZ adattárában levő digitális fúrási adatbázis (az ún. nyers fúrások adatbázisa) összehasonlítását. Folytattuk a MÁFI adatbázisában lévő fúrások törzsadatainak frissítését, javítását (kb. 1000 mező módosítása).

Az ország 1:250 000-es földtani térképének szerkesztése során részterületek készültek el, megtörtént a Balaton-tól D-re a D-i országhatárig terjedő terület átszerkesztése. Elkészült az Alföld É-i részének összeszerkesztése az Északi-középhegység területével, valamint a Kisalföld térkép-részletének egyszerűsítése.

Külföldi partnereinkkel (román, horvát, szlovák) folytattuk a határ menti térképlapok egységesítését.

A földtani környezet védelmét és hasznosítását szolgáló kutatások

Agrogeológia, környezetföldtan és földtani természetvédelem

Magyarország 1:100 000-es agrogeológiai és környezetföldtani térképsorozata keretében digitális formában elkészítettük az L-33–35 Pápa jelű lap térképváltozatait.

Az agrogeológiai mintaterületek kutatása keretében tovább folytattuk az Abodi-mintaterület terepi felszíni és fúrásos feltárása eredményeinek értékelését, a folyamatosan beérkező anyagvizsgálati adatok feldolgozását. A valódi talajképző kőzet megállapítása érdekében terepi bejárást és kézi fúrásos mintavételezést végeztünk a Szarvaskő–Bélikői- és a Bagi-mintaterületeken. Megkezdtük a minták laboratóriumi feldolgozását.

Folyamatosan észleltük és mintáztuk a Nyírólaposi-, Gödöllői-, Apajpusztai-mintaterületeket, valamint a Dunna–Tisza közti szikes tavakon lévő talajvíz-megfigyelő kútjainkat. Folytattuk a vizsgálati eredmények kiértékelését a szikesedés földtani okainak megalapozása céljából.

Magyarország földtani természetvédelmi értékei fölmérése és rendszerezése című munka keretében elkészült az alapszelvény-sorozat koncepciója. Folytattuk a természetvédelmi értékek adatbázisának építését a földtani alapszelvények és a térségükben lévő különféle földtani objektumok, földtani érdekességek, védett területek, tanösvények számbavételével, dokumentálásával.

A környezetgeokémiai munkák keretében befejeztük az északi-középhegységi felvétel tájegységi szintű értékelését. Rendszerezettük és összefoglaltuk, milyen ismereteink vannak, és milyenek hiányoznak ahhoz, hogy Magyarország felszíni képződményeinek állapotát és háttér értéktartományait a jogszabályokban elvárt szinten meg tudjuk határozni.

Befejeztük a Sekélyfúrási adatbázis beüzemelését, és elkészült a program feltöltő- és keresőmoduljának részletes felhasználói leírása.

Magyarország digitális domborzatmodelljének felhasználásával elkészítettük az ország domb- és hegyvidéki területeinek lejtőkategória-térképeit megyei közigazgatási bontásban.

Régiógeológiai és nyersanyagpotenciál-értékelés

A Régiókutatás során a következő országos adatbázisok készítését fejeztük be:

- Földtani formációk és kvarter képződmények környezetföldtani értékelése;
 - Földtani formációk és kvarter képződmények nyersanyag-potenciál értékelése;
 - Nemfémes ásványi nyersanyagok kitermelő helyeinek országos katasztere;
 - Földtani formációk és kvarter képződmények mérnökgeológiai adatbázisa.
- Megyei bontásban több 1:100 000 méretarányú országos térkép szerkesztését fejeztük be:
- Ásványi nyersanyag térkép (Építőanyagok és nemérces ásványok);
 - Környezetföldtani térkép;
 - Mérnökgeológiai térkép;
 - Felszíni képződmények áteresztő képessége;
 - Talajvízmélység-térkép;
 - Felszíni földtani térkép (az egységes térkép megyei rendszerbe átdolgozva).

Településgeológia

Budapest III. és VII. kerületében az előző évben elkészült mintaterületi tanulmányt követően talajvíz-monitoring munkákat folytattunk a kerületben, és elkészítettük a kerület környezetföldtani térképsorozatát.

Elkészítettük Budaörs és Budakeszi települések közmű-geotechnikai térképsorozatát.

Vízföldtani monitoring

Az országos vízmegfigyelő-hálózat működtetése keretében rendszeres mérésekkel biztosítottuk a mintegy két évtizedes folyamatos vízszintészleléseket az ország legfontosabb régióiban (Alföld, Dunántúli-középhegység, Dunántúl, Pilis–Gerece), mintegy 160 db észlelőkútban. A feldolgozásra kerülő hatalmas adatmennyiség biztonságos és gyors kezelése érdekében a 2005-ben kialakított SQL alapú adatbázist és megjelenítő szoftvert alkalmaztuk.

Rendszeres adatszolgáltatást végeztünk a hatóságok, az Észak-dunántúli, illetve Nyugat-dunántúli Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóságok (Kövizig) részére. A MÁFI vízföldtani megfigyelő-hálózatának kútjai bekerültek a vízügyi törzshálózat kútjai közé. Észlelőkútjaink adataival közreműködünk az országhatáron átnyúló víztestek vizsgálatában (Szigetközi monitoring, az ausztriai (burgenlandi) lutzmanskburgi termálkút magyarországi hatásainak vizsgálata). A Vízbázisvédelmi programhoz kapcsolódva több céggel (Vituki, Aquaprofit Kft., Smaragd Kft., Hydrosys Kft., Envicom 2000 Kft., Lencsehegyi Szénbányák Kft.) és a Dunántúli Regionális Vízművel adatcserét folytattunk. Az észlelőhálózat adatai a Vízrajzi Évkönyvben és a hozzá tartozó karsztvízszinttérképen jelennek meg, továbbá az ada-

tokkal hozzájárultunk a hazai fürdőfejlesztések hidrogeológiai megalapozását vizsgáló kutatásokhoz is.

Az észlelések értékelése során az ország különböző területeinek átfogó jellemzését, az egyes területeken belül összehasonlító elemzéseket, illetve a kijelölt mintaterületeken (Kincsesbánya térsége, Duna–Tisza köze) részletes vizsgálatokat végeztünk. Vizsgáltuk a klímaváltozás, a földrengések és az árapály-jelenséghez kapcsolódó felszín alatti vizek vízszintváltozásait, továbbá a távérzékelési módszerek vízföldtani hasznosíthatóságát, és a domborzatmodell alkalmazási lehetőségét a hidrogeológiai értékelésekben.

Ebben az évben is folytattuk az észlelőhálózat kútjainak részletes állapotfelmérését, ellenőrzését és kisebb felújítását az Alföld több kútsortjánál, illetve a Dunántúli-középhegység néhány kútjánál.

Vízgeokémia és modellezés

Elkészítettük az Alföld határon átnyúló területeire is kiterjedő koncepcionális hidrogeológiai modellt. Kijelöltük a vizsgált terület határait és meghatároztuk a mélységbeli kiterjedését, lehatároltuk a vízföldtanilag egységesen kezelhető összleteket és meghatároztuk a modell peremfeltételeit. A modellezéshez elvégeztük a geotermikus viszonyok, a nyomásváltozások és az oldott anyagok (sók és gázok) okozta fajsúlyeloszlás értékeinek a modellbe vitelhez szükséges korrekcióit. Meghatároztuk a zavartalan állapotot jellemző eredeti potenciál-eloszlást, és a permanens áramlási modellt erre kalibráltuk. Az Alföld egészére (a határon túli részekkel együtt) elkészítettük a termelések előtti, valamint a 2000-es évek eleji termelési állapotokra vonatkozó modellezést. A modellezési eredmények kalibrációjához felhasználtuk a MÁFI vízmegfigyelő hálózatának eddigi eredményeit.

Elkészült a legfontosabb víz-geokémiai folyamatok értékelése, valamint a regionális áramlási és transzportmodell. Ez utóbbinál, a nemzetközi modellezési gyakorlatban elsőként, tanulmányoztuk a korjelző izotópok transzportját mind az Alföld, mind a Dunántúli-dombvidék mintaterületein. A számított és mért eloszlások összehasonlító értékelése alapján pontosítottuk az eloszlásokat kialakító lehetséges víz-közet kölcsönhatási folyamatokról alkotott megábrázásokat.

Regionális hidrogeológiai kutatások

Az alföldi régiók talaj-, réteg-, termálvizei és nagymélységű telepítési egyetemes hidrogeológiai rendszer részei. A korábbi évek megalapozó kutatásai, adatbázis-építése és -értékelése megteremtették az alapot az Alföld egészére kiterjedő egyetemes regionális hidrogeológiai modell kialakítására és a kapcsolódó hidrogeokémiai értékelések elvégzésére. A medenceüledékek hidrogeológiai értékelései (modellezései) során figyelembe vettük az országhatárokkal osztott vízbázisok határon túli területeit is. A munka szervesen illeszkedett az EU Víz Keretirányelv (VKI) hazai végrehajtásához.

A Dunántúli-középhegység karsztos képződményei nagy jelentőségű víztárolók. A nagymérvű bányászati víz-kiemelés okozta vízszintsüllyedés rehabilitációja jó ütemben halad, de számos új vízigény lépett fel, az ásványvíz-palackozás és termálfürdők létesítése, bővítése kapcsán. A megalapozott engedélyek kiadásához szükséges az eddigi ismeretek összefoglalása, s a folyamatok naprakész nyomon követése. A Dunántúli-középhegységi zóna értékelése és kiegészítő hidrogeológiai felvétele keretében, a felszín alatti vizek monitoring jellegű vizsgálatán túl, két témakörben végeztük munkánkat. A korábbi években elkészült részletes adatbázisok alapján az eltérő hidrogeológiai szerepű kőzetegységek térbeli helyzetét ábrázoló térképeket kiegészítettük az új adatokkal, kiszűrtük a szakmai ellentmondásokat, és megkezdjük a Dunántúli-középhegység hidrogeológiai célú digitális 3 dimenziós földtani térmodelljének készítését. Kutatásaink eredményeinek kéziratos szöveges és térképi összefoglalását kibővítettük a zalai térségre vonatkozó ismeretekkel, ahol megkezdjük az adatbázis építését is. Folytattuk a földtani térképezéssel párhuzamos hidrogeológiai felvételezést, forrásfelmérést és hidrogeológiai értékelést a Vértes és Gerecse hegységben. Megtörtént a Vértes hidrogeológiai értékelése, továbbá numerikus digitális terepmodellezési módszereket fejlesztünk ki és tesztelünk a Vértesben.

A tavak és környezetének kutatása téma keretében a Balatoni régióban folytattuk a tó és parti övezetében elvégzett földtani kutatások eredményeinek adatbázisba rendezését, és annak karbantartását. Ennek keretében „leletmentésképpen” számítógépre vittük a Balaton környékének építésföldtani térképezése során elkészült, egységesített 1:20 000-es méretarányú atlaszokat. A folyamatosan készülő Balatoni Földtani Adatbázisra alapozva környezetföldtani, hidro- és limno-geológiai értékelést készítettünk a Balatoni Fejlesztési Tanács és a Balatoni Szövetség megkeresésére.

Közszolgálati feladatok

Laboratóriumok

Az Intézet Laboratóriumainak közszolgálati feladatai 2006-ban az alábbiak voltak:

- a költségvetési finanszírozású kutatási projektek anyagvizsgálati feladatainak elvégzése,
- közreműködés az Intézet által vállalt külső szerződésekben,
- az Intézet kutatói által elnyert OTKA pályázatok anyagvizsgálati feladatainak teljesítése,
- külső megrendelők laboratóriumi vizsgálati igényeinek kielégítése,
- az OTKA Műszerközpontjával kapcsolatos szolgáltatási igények és gesztorintézményi feladatok ellátása.

A vizsgálati igények — különösen a közettani, őslénytani előkészítésben, valamint a szedimentológiai vizsgálatok terén — messze meghaladták a reálisan tervezhető mennyiségeket.

A szerves geokémiai laboratóriumban a víz- és talajminták szerves szennyező anyag tartalmának mérését akkreditált módszerekkel végeztük. Az elemanalizátor rutin-szerű alkalmazásával nagyszámú vizsgálati eredmény született a Tiszainoka Ti–1 fúrásból.

A 2005-ben műszerpályázaton elnyert és installált új ICP-MS készüléken a rutinanalitikai alkalmazások mellett módszerfejlesztéseket végeztünk, ilyen volt például a kőzetminták nyomelem-tartalmának közvetlen meghatározása lézeres elpárologtatással (lézer-abláció).

Kutatási témáink között szerepelt a Kárpát-medence bentonittelepeinek ásványtani-geokémiai összehasonlító vizsgálata, a Balaton-felvidéki bazaltok üregkitöltő ásványainak (zeolit, szmektit, karbonátok stb.) ásványtani, geokémiai és genetikai vizsgálata, és a platinafémek előfordulása a Darnó-öví és környezetének mezozoos és paleogén korú magmás kőzeteiben. Intézetünk főmunkatársa, Földvári Mária lezárta a „Thermogravimetric system of minerals and use in geological practise” című könyvének kéziratát.

Informatika

Az informatikai tevékenység az Intézet egészére kiható szolgáltató, közreműködő, módszerfejlesztő, feldolgozó, dokumentáló, adatbázis-fejlesztő, adatszolgáltató és kiadványszerkesztői feladatokból áll. Legfontosabb eredménynek tartjuk, hogy az évek óta jól működő belső hálózati szolgáltatások (intra.mafi.hu) mellett két internetes fórumon is szolgáltattunk információt (www.mafi.hu, www.geoportal.hu), utóbbit elsősorban a térképi anyagok interneten történő szolgáltatása céljából hoztuk létre. A térképi adatbázisok mellett folyik a fúrási adatbázisok fejlesztése, melyek lényeges elemei lesznek Magyarország földtani térmodelljének.

A kiadványszerkesztőség közreműködésével 2006-ban elkészült egy tájegységi térképmagyarázó (SZENTPÉTER I., LESS GY. [szerk.]: *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez.*), a Geologica Hungarica series Paleontologica 56. kötete (KÓKAY J.: *Nonmarine mollusc fauna from the Lower and Middle Miocene, Bakony Mts, W Hungary*), valamint egy alkalmi kiadvány: (JÁMBOR Á. [szerk.]: *A magyar kvarterkutatás bibliográfiája 1708–2004*).

Országos Földtani Szakkönyvtár

Közszolgálati feladatának eleget téve a Könyvtár továbbra is biztosította a földtudományi irodalom nyomtatott műveinek szolgáltatását, részben saját állományából és adatbázisaiból, részben más, on-line forrásokból. A könyvtár a Kárpát-medence földtudományi irodalmának teljesítésre törekvő gyűjtésével, állományba építésével, feltárással, megőrzésével, szolgáltatásával hozzájárul a hazai természettudományos kulturális örökség védelméhez.

A Könyvtár olvasótermi szolgáltatásait folyamatosan biztosítottuk, az olvasók száma az utolsó 3 év átlagában kb.

6 800 fő évente. A könyvtár on-line szolgáltató rendszere (TINWEB könyvmodul) az utolsó 3 évben 15 000 látogatást regisztrált.

A Könyvtár állománya 2006. év végén meghaladta a 386 000 leltári egységet.

A hagyományos katalógusok építése, frissítése mellett tovább fejlesztettük a sok szempontú visszakereshetőséget biztosító számítógépes katalógust (TINLIB adatbázis). Az elérhető rekordok száma közelít a 13 100-hoz.

Az állomány védelme érdekében digitalizáljuk és interneten is elérhetővé tesszük különleges térképeinket és a gyakran keresett, rossz állapotú folyóiratainkat és könyveinket. Digitális térképeink nyomtatott változatát kiállítás keretében bemutattuk Tihanyban, Keszthelyen és Fonyódon.

Könyvtárunk tagja a Könyvtáros Egyesületnek. Cserés kapcsolataink vannak a világ 82 országának 500-nál több intézményével, múzeumával, könyvtárával.

Országos Földtani Múzeum

Az Országos Földtani Múzeum leltározott törzsállománya 2006-ban 3057 tétellel gyarapodott, és ezzel a leltározott állomány 172 539 tétel.

Legjelentősebb új szerzeményünk a 2006. évi, a Torontói Egyetemen közösen végzett egyhónapos rudabányai ásatáson előkerült, a 2000-ben felfedezett Rudapithecus „Gabi” nevű koponyájához tartozó alsó állkapocs, valamint medencecsont-pár. Emellett számos egyéb adománnyal gyarapodott a gyűjtemény.

A magmintaraktárakból 2006-ban 18 fúrásból igényeltek megtekintést és mintázást. A Múzeumot 2006-ban kerekén 2000 fő látogatta meg.

Az Intézet dísztermében két kiállításnak adtunk helyet: Környezetvédelmi gyermekrajz kiállítás a „Föld Napja” alkalmából, és Saáry Erzsébet festmény és fotókiállítása az 1956-os események 50. évfordulója alkalmából.

A Múzeum 2005. augusztus 30-án a Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériumától megkapott egy éves ideiglenes működési engedélye 2006. szeptember 1-én lejárt. A végleges engedély megadásához kötött feltételek teljesítése érdekében: (1) bevezettük az országosan előírt leltározási formát; (2) az Intézet sajátosságainak megfelelően — elkülönített kezeléssel létrehoztuk a múzeumi irattárat és könyvtárat; (3) a preparátori-restaurátori feladatok elvégzésére biztosítottuk egy munkatársunk szakirányú képzésben való részvételét.

Alaptevékenység keretében végzett szolgáltatások

Nagyaktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatás (Bodai Aleurolit Formáció)

A kutatás a 2006. évben gyakorlatilag szünetelt, illetve alapotó tanulmányok és tervek készítése folyt. Részt vet-

tünk a Bodai Aleurit Formáció minősítését célzó monitoring program hosszú távú tervkoncepciójának, és részletes tervének kidolgozásában.

Regionális, áttekintő léptékű felvételt készítettünk a terület hidrogeológiai és víz-geokémiai megismerésére, a hidrogeológiai modellezés megalapozására.

Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatás (Bátaapáti)

Az Intézetnek 2006-ban is egyik legjelentősebb, sokirányú kutatási programja volt a Bátaapátiban folyó munkálatokban való részvétel. A 2005-ben megkötött szerződés keretében folytatott munkálatokban a szerződő (megrendelő) partnerünk a Bátatom Kft. helyett a Mecsekérc Zrt. és az ETV-Erőterv Zrt. lett. 2006-ban az elsővel 3, a másodikkal 1 szerződést kötöttünk a munkálatok 2006–2007. évi folytatására. A Mecsekérc Zrt-vel földtani kutatásban, beruházás-előkészítésben és informatikai munkálatokban, az ETV-Erőterv Zrt-vel engedélyeztetési dokumentáció elkészítésében való részvételre kötöttünk szerződést.

A földtani kutatás és a beruházás-előkészítés szerződések keretében a következő munkálatokban vettünk részt: a mélyülő lejtőszaknak földtani-tektonikai dokumentálása, a vágat első 600 métere földtani-tektonikai jelentésének készítése, egy vágatfúrás földtani-tektonikai dokumentálása, földtani-geomorfológiai térképezés jelentésének és térképsorozatának elkészítése, felszíni vízföldtani monitoring, meteorológiai állomás üzemeltetése, laboratóriumi víz- és köztani vizsgálatok.

2006-ban folytatódott a két lejtőszakna mélyítése 482,0–1022,1, illetve 451,0–1011,2 m között (a lejtőszaknak tervezett hossza 1706, illetve 1760 m). Ennek során a vágatok földtani-tektonikai (és részben vízföldtani) dokumentálását végeztük, a 2005-ben kialakított rendszerben. Továbbfejlesztettük a lejtőszakna dokumentáláshoz szükséges fényképeket készítő ImaGeo fotórobotot, valamint a vágatdokumentáció feldolgozó CoreDump szoftvert. A két vágat első 600 m-éről készült jelentésben bemutattuk az 1–3 m-enkénti vágathomlokot (771 homlok) 1:100-as kiértékelt fényképmozsajkait és földtani térképeit, ezek alapján 25 m-es szakaszokban elkészítettük a vágat palástjának 1:100-as méretarányú, földtanilag kiértékelt fotómozsajk-képét, valamint a vágatok 1:200-as földtani térképét. A részletes földtani felépítés mellett ismertettük a nagyobb törésvonalakat, azok kitöltéseit és egyéb, elsősorban vízföldtani tulajdonságait. Egy 150 m hosszú vágatfúrás részletes, földtani-tektonikai dokumentálását is elvégeztük.

A 2004–2005-ben elvégzett földtani-geomorfológiai térképezésről (72 km²) jelentést készítettünk, melyben ismertettük az alaphegységi képződményeket, a fedőüledékeket, a terület tektonikai és geomorfológiai viszonyait, valamint elkészítettük a terület földtani térképsorozatát 1:10 000-es méretarányban.

Laboratóriumi vizsgálatok készültek a vágatok és a 2004–2005. évi fúrások kőzetanyagából. A kőzet- és repe-déskitöltés-minták vékonycsiszolat- és kémiai (ICP-MS nyomelem és teljes kémiai) vizsgálata mellett röntgendiffrakciós, termoanalitikai vizsgálatok készültek.

A vágatokból vízmintákat gyűjtöttünk, ezekből az alapvizsgálatok mellett nyomelem- és a könnyű stabil izotóp és radioaktív izotóp meghatározásokat végeztünk.

A felszíni vízföldtani monitoring-rendszer működtetését tovább folytattuk a térségben, amely meteorológiai állomás üzemeltetését, felszíni vízfolyásokon mért vízállás-, vízhozam-méréseket, felszín alatti vizek szintméréseit, illetve felszíni és felszín alatti vizek vízkémiai vizsgálatát foglalja magába. A monitoring keretében a mély-, a piezométer- és a talajvízszint-megfigyelő fúrásokból gyűjtött vízmintákból alapvizsgálatok mellett nyomelem-meghatározásokat végeztünk. Méréseinket működési jelentésekben foglaltuk össze.

Az informatikai munkálatok keretében az RHK Kht. Központi Kutatási Adatbázisának továbbfejlesztésében vetünk részt, hogy az alkalmassá váljon az integrált földtani értékelés feladatainak teljesítésére. 2006 folyamán az adatbeviteli oldal felülvizsgálatát kezdtük meg, a munka 2007-ben folytatódik.

A radioaktív hulladék-tároló engedélyeztetési dokumentációja elkészítésének keretében az alábbi részfeladataink voltak:

- Részvétel környezeti hatástanulmány összeállításában (a tanulmány 2006 végén elkészült);
- Részvétel létesítést megelőző biztonsági jelentés (LMBJ) elkészítésében (vízföldtani modellezés, földtani és vízföldtani fejezetek);
- Részvétel hosszú távú környezeti vizsgálatokban (folyamatos monitorozás, külső természeti erők felszíni telephelyre gyakorolt hatásának vizsgálata).

Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló földtani kutatás (Püspökszilágy)

A radioaktív hulladékok elhelyezésével kapcsolatos program lezárásaként elkészítettük a kiegészítő földtani kutatás zárójelentésének végleges változatát.

EU Víz Keretirányelv felszín alatti víztestekkel összefüggő feladatai

A felszín alatti vizekkel kapcsolatos egyik legfontosabb országos tevékenységünk az EU Víz Keretirányelv (2000/60/EK Víz Keretirányelv) földtani feladatainak ellátása volt. A program keretében megfogalmazott feladatok elvégzése a tervezetthez képest jelentős többlet-tevékenységet jelentett az intézet szinte valamennyi részlegének, végrehajtása jelentős évközi tervmódosítást igényelt.

Az EU Víz Keretirányelv hazai megvalósításából — koordináló szervezet a Környezetvédelmi és Vízügyi

Minisztérium — az alábbi földtani feladatok megoldása hárult az Intézetre:

- a víztestek földtani felépítésének vizsgálata: szelvények és elvi rétegoszlopok megszerkesztése, a víztestek földtani és vízföldtani jellemzése,
- a víztest-lehatárolás megalapozottságának földtani szempontú felülvizsgálata,
- a határokon átnyúló víztestek kutatása, részben nemzetközi együttműködések keretében,
- a határ menti víztestekkel kapcsolatos kétoldalú (horvát, szlovák) szakértői egyeztetéseken való részvétel,
- a víztestek monitoring feladataiban való részvétel,
- az első magyarországi vízgyűjtő-gazdálkodási terv elkészítésénél a hidrogeológiai feladatok elvégzése (Zagyva–Tarna vízgyűjtő-mintaterület),
- a felszín alatti víztestek vízminőségi határértékeivel kapcsolatos feladatok végzése,
- talajvizek országos kémiai állapotfelmérése,
- rendszeres szakértői közreműködés a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium felszín alatti vizek munkacsoportjában.

A fentiekben felsorolt első két feladat megoldása során — az illetékes minisztérium felkérése után — megkezdjük az ország határain belül kijelölt 108 víztest földtani és vízföldtani jellemzését, pontosítva a víztestek kijelölt határait. Ennek során földtani szelvényeket és elvi rétegoszlopokat szerkesztettünk, amelyekhez táblázatos jelmagyarázatot és szöveges földtani magyarázót mellékelünk. Minden egyes víztestnek elkészítettük az elvi rétegoszlopát, valamint leírását is. A kitűzött feladat kb. 60%-át sikerült elvégezni az év végéig.

Az Európai Nemzetközi Hidrogeológiai (1:1 500 000) térképsorozat D5 Budapest lapjának és magyarázójának készítése

Nemzetközi együttműködés keretében megtörtént a térképlapra vonatkozó földtani és vízföldtani adatok újraértékelése, és a hagyományos módszerekkel előnyomott térkép digitális változatának elkészítése, a szomszédos térképlapokkal történő harmonizációja. A magyarázó összeállítása folyamatban van.

Talajvizek vízminőségi állapotának felmérése Magyarországon

A 2005-ben kezdődött PHARE pályázati projekt, melynek vezetője a Finn Földtani Intézet (GTK), résztvevői a MÁFI mellett a Francia Földtani Intézet (BRGM), a Hidrogeologie GmbH Nordhausen (HGN), a Smaragd Kft. és az Elgoscár Kft., sikeresen befejeződött. A hazai talajvizek kémiai állapotfelmérésre irányuló projekt termékei, több részjelentés, zárójelentés és adatbázisok, a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium honlapján mindenki számára hozzáférhetőek.

Magyar-szlovák vízföldtani projekt

A Magyarország–Szlovákia–Ukrajna Szomszédsgági Program keretében sikeres pályázatot (Interreg III A) állítottunk össze „Magyar–Szlovák határmenti közös felszín alatti víztestek környezetállapota és fenntartható használata” címmel. Az elnyert projekt támogatásnak köszönhetően 2006-ban megkezdtük a munkákat, a Szlovák Geológiai Szolgálattal (Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra) közösen. A munkák három területen folynak, az Ipoly-völgyben, az Aggteleki- és Szlovák-karszt területén és a Bodrogi-közben. A munkák célja az EU Víz Keretirányelv célkitűzéseinek megfelelően a jó minőségű ivóvíz távlati biztosítása. Ennek érdekében a projektben vízminőségi elemzések, vízföldtani modellezés segítségével a területi vízgazdálkodási tervek előkészítése folyik.

Nemzetközi vízföldtani metaadatbázis

Sikeres pályázatban vettünk részt az EU „eContent” programjában, illetve ennek előkészítését segítő Mecenatura-pályázatban. A megvalósítás alatt lévő „eWATER” projekt célja egy többnyelvű, nemzetközi, web-felületű, szabad hozzáférésű, az adatbázisokhoz közvetlen kapcsolatot biztosító vízföldtani metaadatbázis és webes adatszolgáltató felület létrehozása.

Irányítás, oktatás, külkapcsolatok

Gazdasági, szakmai irányítás

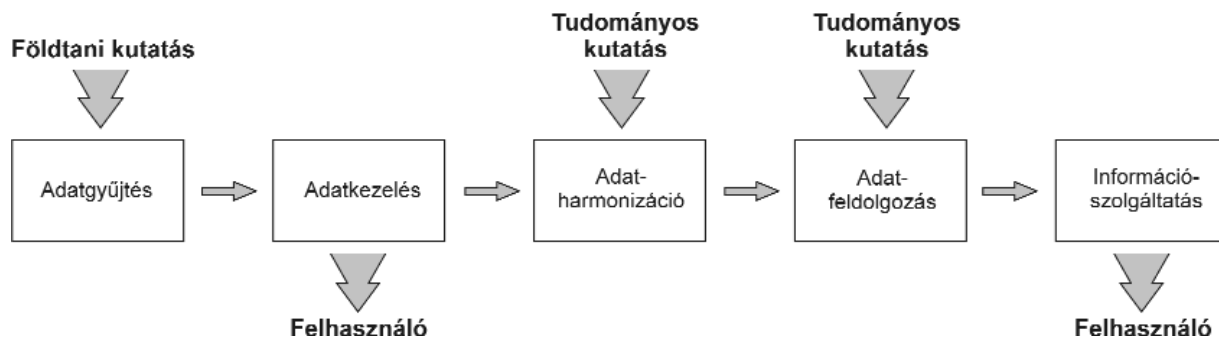
Az intézet irányításának egyik legfontosabb kérdése a kutatási feladatok magas színvonalú teljesítéséhez szükséges feltételek, a költségvetési előirányzatok optimális felhasználásának biztosítása. A gazdasági, szakmai irányítás legfontosabb feladatai a következők voltak: a 2005. évi költségvetési beszámoló elkészítése (Gazdasági Hivatallal közösen), a 2005. évről szóló beszámoló megtagadása és értékelése, a 2006. évi gazdasági feladatok ellátása, a 2006. évi kutatási feladatok végrehajtásának segítése, a 2007. évi költségvetési tervezés (Gazdasági Hivatallal közösen). Pénzügyi téren a legnehezebb feladat a maradványtartási kötelezettség teljesítése volt.

Az intézet számtalan résztevékenységéből összeálló működése a nehézségek ellenére mind szakmai, mind gazdasági téren eredményes volt, megőriztük fizetőképességünket. 2006-ban az irányítási, oktatási tevékenységet, a külkapcsolatokat és az ingatlanok teljes üzemeltetési költségét saját bevételből kellett finanszírozni.

A 2006. év több jelentős fordulatot is hozott az intézet életében. 2006. június 30-án megjelent kormány határozat (2118/2006. [VI. 30.]) rendelkezett a Magyar Geológiai Szolgálat (MGSZ) és a Szénbányászati Szerkezet-átalakítási Központ (Szécsék) Magyar Bányászati Hivatalba történő integrálásáról. A rendelkezés nyitva hagyta a jogi önállósággal és feladatkörrel rendelkező két kutatóintézetet, a MÁFI és az ELGI szervezeti hovatartozását, és ez a kérdés az év végéig, a Magyar Geológiai Szolgálat megszűnéséig, nem is dőlt el. Az átszervezési folyamat fontos állomása volt a gazdasági és közlekedési miniszter által, a környezetvédelmi és vízügyi miniszter egyetértésével kiadott új intézeti alapító okirat (2006. december 21.). A korábban (2000. szeptember 25.) kiadott Alapító Okiratban foglaltakhoz képest lényeges változás, hogy megszűntek a Magyar Geológiai Szolgálat jogosultságai a felügyeleti, a gazdálkodási és a személyügyi kérdésekben. Az Alapító Okirat a Magyar Állami Földtani Intézet jogállását „az állam kutatási feladatait ellátó költségvetési kutatóintézet”-ként határozza meg, melynek a felügyeletét, és a MÁFI vezetőjének kinevezését „a Kormány által megbízott gazdasági és közlekedési miniszter látja el a környezetvédelmi és vízügyi miniszter egyetértésében”.

Az év második felében folyó intenzív egyeztetések másik sarkalatos kérdése volt az intézeti Adattárból kinőtt Országos Földtani és Geofizikai Adattár további sorsa, szervezeti helye, kezelése, az adatok hozzáférhetősége. Ebben a kérdésben álláspontunkat az alábbi folyamatábra (1. ábra) szellemében alakítottuk ki azzal az igénnyel, hogy az intézet számára biztosított legyen az adatokhoz való szabad hozzáférés, és szakterületének megfelelően részt vegyen mind az adatok kezelésében, mind pedig a tudományos feldolgozás révén az értéknövelt földtani információ előállításában, közreadásában.

2006. június 30-án lejárt igazgatói megbízásom második öt éves ciklusa. Az igazgatói kinevezést a munkáltatói jogokat gyakorló MGSZ főigazgató „határozott időre — a pályázat kiírásáig” meghosszabbította. Egy augusztus



1. ábra. A földtani adat, információ kezelésének, szolgáltatásának folyamata

hónapban kiírt, majd visszavont pályázat után, a december hónapban ismételten kiírt pályázat eredményeként, több mint tíz év küzdelmes de szép időszaka után, 2006. december 28-án átadtam Dr. Kordos Lászlónak az intézet igazgatói teendőit. Ezúton is kívánok neki eredményes, az intézet hagyományainak megfelelő, hírnevét öregbítő tevékenységet!

Minőségirányítás

Az intézet minőségirányítási rendszer keretében szabályozza földtani kutatási és közszolgálati tevékenységét, valamint minőségére alapvetően kiható folyamatait. Ennek keretében a rendszer alapidokumentuma a Minőségirányítási Kézikönyv, mely 2006. év folyamán is aktualizálásra került. Ugyancsak sikeresen megújítottuk a Laboratórium és a Vízmintavevő Csoport akkreditációját.

Humánerőforrás-gazdálkodás

Az intézet létszáma központi intézkedések következtében sajnos tovább csökkent, főleg nyugdíjazások révén. 2006. végén, a 134 fős engedélyezett személyi állományt 85 fő kutató, 42 fő kutatási segéderő, és 7 fő más besorolású munkatárs alkotta. A személyügyi tevékenység keretében folyamatosan karbantartottuk az intézet közalkalmazottainak személyi adatait tartalmazó adatbázisokat, a személyi anyagokat. Teljesítettük a negyedéves, illetve havi és soron kívül előírt statisztikai adatszolgáltatási kötelezettségeket. 2006. évben igazgatói dicséretben 5 fő részesült, a „Földtani Intézetért” emlékérmét Tóth György a következő indoklással kapta:

Tóth György több mint 30 éves intézeti pályafutása során számos tudományos és alkalmazott hidrogeológiai feladatot oldott meg magas színvonalon, és ezzel mind hazai, mind

határon túli elismeréseket szerzett az Intézetnek. Munkája során szakemberként, vezetőként az Intézet érdekeit mindekénnél előbbre tartotta és tartja jelenleg is.

Oktatási tevékenység

Az Intézet 2006-ban is biztosította az ELTE Regionális Földtani Tanszék működésének feltételeit. Kutatóink folytatták aktív oktatói tevékenységüket az alábbi oktatási intézményekben: ELTE, Miskolci Egyetem, Nyugat-Magyarországi Egyetem, Debreceni Egyetem, Szegedi Egyetem, Szent István Egyetem, Veszprémi Egyetem. Számos esetben tartottunk iskolai csoportok részére intézeti bemutatókat.

Nemzetközi tevékenység

A MÁFI a 2006. évben, a korábbi évek gyakorlatának megfelelően folytatta nemzetközi tevékenységét, azaz elsősorban az egyes projektek szintjén születtek döntések nemzetközi pályázatokban és rendezvényeken való részvételről, közös témák kidolgozásáról, tanulmányutak szervezéséről. Folytattuk munkánkat a EuroGeoSurveys, IUGS szervezeteiben.

Pályázatok

A 2006. évi költségvetési és szakmai terv teljesítésében a korábbi éveknek megfelelően jelentős szerep jutott a hazai és külföldi pályázatoknak. Fontosnak tartjuk, hogy a különböző hazai pályázatokon 2006-ban is eredményesen szerepeltünk. E pályázatok nem csak a kutatók szakmai felkészültségének elismerései, hanem az intézet tudományos munkájának, nemzetközi elismerésének fontos mérői is.

A 2006-ban aktuális pályázatokat a 1. táblázat mutatja be.

1. táblázat

Témavezető	Pályázat tárgya	Pályázat kiírója
Breznaynszky Károly	Magyar-szlovák határmenti közös felszín alatti víztestek környezetállapota és fenntartható használata	Interreg
Kuti László	Erdészeti beavatkozások fejlesztése az éghajlatváltozás káros hatásainak csökkentése érdekében, a természeti értékek megtartása mellett	NKTH KPI
Kuti László	Vizek nitrátszennyezés elleni védelme	NKTH KPI
Rotárné Szalkai Ágnes	E-water adatbázis	EU
Turcsi Gábor	Geo-infokommunikációs rendszer, adatbázisok intra-, ill. interneten	NKTH KPI
Tóth György	Felszín alatti vizek kémiai állapotfelmérése	PHARE
Jordán Győző	Luxemburg 2005. 09. 05-07. Konferencia (MEC)	KPI
Rotárné Szalkai Ágnes	E-water utazás (MEC)	KPI
Jocháné Edelényi Emőke / Tóth György	Felszín alatti vizek kémiai értékelése	KvVM
Scharek Péter	Szigetköz 2006	KvVM
Tóth György	Felszín alatti vizek jellemzéséhez szükséges határértékek	KvVM

Témavezető	Pályázat tárgya	Pályázat kiírója
Brezsnyánszky Károly	Az ÉK-magyarországi paleozoikum és mezozoikum dinári–hellenid korrelációja	OTKA
Budai Tamás	A Dunántúli-középhegység középső-triász földtörténete: medencefejlődés és vulkanizmus	OTKA
Császár Géza	Szárazulati és tengeralatti üledékhézagok elkülönítése a Dunántúli-középhegység alsó- és középső-kréta rétegsoraiban	OTKA
Császár Géza	A Mecseki-és a Villányi–Bihari-zóna ösföldrajzi viszonyainak feltárása	OTKA
Fodor László	A Vértes erőtereinek szerkezetfejlődése és annak kapcsolódása	OTKA
Fodor László	A Rudabányai- és Aggteleki-hegység szerkezetföldtani vizsgálata	OTKA
Juhász Györgyi	A Pannon-tó jelentősebb relatív vízszintingadozásainak vizsgálata az É-Alföld behordási területén	OTKA
Kókay József	A Várpalotai-medence középső-miocén képződményeinek vizsgálata	OTKA
Krolopp Endre	Magyarországi kvartermalakovológiai adatbázis kiépítése	OTKA
Kerék Barbara	Talajvízkészlet minőségi változásának idő-és térbeli elemzése a Bihari-síkon	OTKA
Kuti László	A talajképződés és talajtulajdonságok előrejelzésének vizsgálata	OTKA
Kuti László	A Duna–Tisza közti talajvíz és a szikes tóvizek	OTKA
Magyari Árpád	A Somogyi-dombság negyedidőszaki szerkezetfejlődése	OTKA
Müller Pál	A szél hatása a késő-neogén-negyedidőszaki üledékképződésre	OTKA
Nádor Annamária	A Körös-medence vízhálózatának vizsgálata	OTKA
Németh Károly	Mio/Pliocén freatomagmás vulkanizmus a Pannon-medencében	OTKA
Chikán Géza	Magyar– cseh együttműködés	TÉT
Gyalog László	Magyar– román együttműködés	TÉT
Nádor Annamária	Magyar–indiai együttműködés	TÉT
Németh Károly	Magyar– argentin együttműködés	TÉT
Scharek Péter	Magyar– mexikói együttműködés	TÉT

Az intézet alkalmazottai 2006-ben

Az intézet vezető beosztású munkatársai

Breznysnyánszky Károly dr.	igazgató (12. 28-ig)	Csonka Ágnes	humánpolitikai vezető
Kordos László dr.	igazgató (12. 28-tól)	Jocha Károlyné	főosztályvezető
Halmai János dr.	igazgatóhelyettes	Kuti László dr.	főosztályvezető
Bartha András dr.	főosztályvezető	Nádor Annamária dr.	főosztályvezető
Budai Tamás dr.	főosztályvezető	Turczi Gábor dr.	főosztályvezető
Cserny Tibor dr.	főosztályvezető	Vukánné Tolnai Judit	minőségirányítási vezető
Csongrádi Jenőné dr.	könyvtárvezető		

Az intézet munkatársai

Albert Gáspár	tudományos munkatárs	Hála József dr.	tudományos főmunkatárs
Angyal Jolán	tudományos munkatárs	Hála Józsefné (dr.)	segédmunkás
Ács István	intézeti technikus	Hámorné Vidó Mária dr.	tudományos főmunkatárs
Ádámné Incze Szilvia	tudományos munkatárs	Hlogyik Józsefné	gondnok
Árva Gábor intézeti	ügyintéző	Hegyiné Rusznyák Éva	intézeti ügyintéző
Babinszki Edit	tudományos segédmunkatárs	Hermann Viktor	intézeti technikus
Balázs Regina	ügyviteli alkalmazott	Horváth István	tudományos főmunkatárs
Balla Zoltán dr.	tudományos tanácsadó	Horváth Zsolt	intézeti technikus
Ballók Istvánné	tudományos munkatárs	Hózer Ferencné	intézeti technikus
Balóné Lehmayer Judit	intézeti technikus	Illés Dezső	intézeti technikus
Barczikainé Szeiler Rita	tudományos munkatárs	Jakus Péter	tudományos főmunkatárs
Bátori Miklósné	intézeti laboráns	Jerabek Csaba	intézeti technikus
Bedő Gabriella dr.	tudományos munkatárs	Jordán Győző	tudományos munkatárs
Beke Zsuzsanna	intézeti laboráns	Jordánné Szűcs Andrea	tudományos munkatárs
Benkő Levente	intézeti technikus	Juhász Györgyi dr.	tudományos főmunkatárs
Bertalan Éva dr.	tudományos főmunkatárs	Katona Gabriella	intézeti ügyintéző
Bilszky Lászlóné	intézeti laboráns	Kazár Emese dr.	tudományos munkatárs
Bodnár Erika	tudományos munkatárs	Kákay Szabó Orsolya dr.	tudományos munkatárs
Branner Lászlóné	ügyviteli alkalmazott	Kercsmár Zsolt	tudományos munkatárs
Budai Ferenc	intézeti technikus	Király Edit dr.	tudományos munkatárs
Burjáné Maigut Vera	tudományos segédmunkatárs	Kiss Károlyné	ügyviteli alkalmazott
Chikán Géza dr.	tudományos főmunkatárs	Koloszár László dr.	tudományos főmunkatárs
Császár Géza dr.	tudományos tanácsadó	Koroknai Balázs	tudományos munkatárs
Csillag Gábor dr.	tudományos munkatárs	Korpás László dr.	tudományos tanácsadó
Csirik György	tudományos munkatárs	Kovács Pálffy Péter dr.	tudományos főmunkatárs
Demény Krisztina	ügyviteli alkalmazott	Kókai András	tudományos főmunkatárs
Don György	tudományos munkatárs	Kónya Péter	kutatási asszisztens
Dudás A. Imre	tudományos munkatárs	Kutasi Géza	szakmunkás
Farkas Juszina	intézeti laboráns	Laczkóné Őri Gabriella	ügyviteli alkalmazott
Fenesi Ferenc	intézeti technikus	Lajtos Sándor	intézeti technikus
Fodor László dr.	tudományos főmunkatárs	Lantos Zoltán dr.	tudományos munkatárs
Földvári Mária dr.	tudományos főmunkatárs	Lelkes György dr.	tudományos főmunkatárs
Fügedi Péter Ubul	tudományos munkatárs	Madarász Istvánné	ügyviteli alkalmazott
Galambos Csilla	tudományos munkatárs	Magyari Árpád dr.	tudományos főmunkatárs
Gál Nóra Edit dr.	tudományos főmunkatárs	Maros Gyula	tudományos munkatárs
Gáspár Anita	könyvtáros	Marsó István dr.	tudományos főmunkatárs
Gellér Péterné	intézeti technikus	Marsó Károly	tudományos munkatárs
Gulácsi Zoltán	tudományos munkatárs	Matyikó Mónika	intézeti technikus
Gyalog László dr.	tudományos főmunkatárs	Muráti Judit	tudományos munkatárs
Gyuricza György dr.	tudományos munkatárs	Musitz Balázs	tudományos segédmunkatárs
Hartyányi Zita	ügyviteli alkalmazott	Müller Tamás	tudományos munkatárs
Havas Gergely	tudományos munkatárs	Nagy Péter	tudományos munkatárs

Nagy Tiborné	tudományos munkatárs	Szabadosné	
Németh András	intézeti technikus	Sallay Enikő	tudományos munkatárs
Németh Károly dr.	tudományos főmunkatárs	Szabó Árpádné	intézeti laboráns
Ollrák Attila	intézeti technikus	Szabó Lászlóné	intézeti ügyintéző
Orosz László	tudományos segédmunkatárs	Szabó Renáta	gazdasági szakértő
Palotás Klára	tudományos munkatárs	Szalka Edit	intézeti technikus
Papp Péter	tudományos munkatárs	Szegő Éva	tudományos munkatárs
Partényi Zoltánné	tudományos munkatárs	Szentpétery Ildikó dr.	tudományos főmunkatárs
Paulheim Gáspár	intézeti ügyintéző	Szlepák Tímea	könyvtáros
Pálfi Éva	intézeti technikus	Szőcs Teodóra	tudományos munkatárs
Pelikán Pál	tudományos főmunkatárs	Szurkos Gábor	tudományos munkatárs
Pentelényi Antal	tudományos munkatárs	Tamás Gábor	intézeti technikus
Petrócziné		Thamóné Bozsó Edit dr.	tudományos főmunkatárs
Gecse Zsuzsanna	gondnok	Tiefenbacher Ildikó	intézeti ügyintéző
Péterdi Bálint	tudományos segédmunkatárs	Tihanyiné Szép Eszter	intézeti technikus
Piros Olga dr.	tudományos főmunkatárs	Tóth György	tudományos főmunkatárs
Pocsai Tamás	tudományos segédmunkatárs	Tóthné Makk Ágnes dr.	tudományos főmunkatárs
Raincsák György	tudományos főmunkatárs	Treszné Szabó Margit	kutatói asszisztens
Rálich Lászlóné dr.	tudományos munkatárs	Tullner Tibor dr.	tudományos főmunkatárs
Rezessy Attila	tudományos munkatárs	Újháziné	
Rotárné Szalkai Ágnes	tudományos munkatárs	Kerek Barbara dr.	tudományos munkatárs
Róth László	tudományos munkatárs	Unger Zoltán	tudományos munkatárs
Sásdi László	intézeti technikus	Vad Altanceceg	intézeti technikus
Scharek Péter dr.	tudományos főmunkatárs	Varga Renáta	intézeti ügyintéző
Selmezi Ildikó dr.	tudományos munkatárs	Vargáné Barna Zsuzsanna	tudományos munkatárs
Síkhegyi Ferenc	tudományos főmunkatárs	Vatai József	tudományos munkatárs
Simonyi Dezső	intézeti ügyintéző	Vácz Blanka	ügyviteli alkalmazott
Solt Péter	intézeti technikus	Végh Hajnalka	intézeti technikus
Sonfalviné		Viktor Zsuzsanna	intézeti technikus
Szeibert Ildikó (dr.)	intézeti technikus	Zsámbok István	tudományos főmunkatárs

A Magyar Állami Földtani Intézet munkatársainak 2006. évi publikációs jegyzéke

Nyomtatásban megjelent munkák

- ALBERT G. 2006: 8. Bányászati, Kohászati, Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 2006. április 6–9. – *Földtani Közöny* 136 (2), pp. 309–310.
- ALBERT G. 2006: Megalakult a MÁFI Földtani Modellezési Munkacsoportja. – *Térinformatika* 18 (5), p. 8.
- ALBERT G., OROSZ L., GYALOG L. 2006: Bataapáti kutatóvágatok földtani-tektonikai dokumentálása és 3D modelljének előállítás – 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, pp. 14–15.
- ALBERT G., OROSZ L., GYALOG L. 2006: Cartographic representation of geological information, observed on tunnel walls and fronts – *5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 13–16/06/2006, Proceedings 2.*, pp. 89–91.
- ANDRÁSSY, L., MAROS, GY., ZILAHÍ-SEBESS, L., MÁTÉ, Z. 2006: Bodai Aleurolit Formáció mélyfúrás-geofizikai értelmezésének fejlesztése ImaGeo-LIPS berendezéssel a Bakonya–5 fúrásban végzett maganalízis alapján. – *Geofizikai-Földtani Környezetvédelmi Vándorgyűlés és Kiállítás, Zalakaros, 21–23/09/2006, Abstract, B03*.
- BABINSZKI, E., MÁRTON, E., MÁRTON, P., KISS, L. F. 2006: Widespread occurrence of greigite in the fine-grained sediments of Lake Pannon: implications for environment and magnetostratigraphy. – *3rd „Mineral Sciences in the Carpathians” International Conference, Miskolc, Hungary, 9–10/03/2006*. – *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series*, 5, p. 6.
- BADA, G., HORVÁTH, F., TÓTH, L., FODOR, L., TIMÁR, G., CLOETINGH, S. 2006: Societal Aspects of Ongoing Deformation in the Pannonian Region. – In: PINTER, N., GRENERCZY, GY., WEBER, J., STEIN, S., MEDAK, D. (eds): *The Adria microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards*. Springer, Dordrecht, NATO Science Series, 4; Earth and Environmental Sciences, 61, pp. 385–402.
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETINGH, S., FODOR, L., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., DOMBRÁDI, E. 2006: Active tectonics and topography development in the Pannonian basin: problems and progress (solicited). – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 02–07/04/2006, Abstracts*. – *Geophysical Research Abstracts* 8, (CD melléklet) EGU06-A-01670. <http://www.cosis.net/abstracts/EGU06/01670/EGU06-J-01670.pdf>
- BALLA Z. 2006: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezése. Földtanilag alkalmas telephely a

- Mórágy Gránit Formációban Bátaapáti (Üveghuta) – In: KOCIS K. (szerk.): *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, 23/08/2006-Dél-Dunántúl; 24-25/08/2006 Pannon-Horvátország. Kirándulásvezető*, pp. 19–31.
- BARTHA A. 2006: Az analitikai módszerharmonizáció tapasztalatai az európai geológiai intézetek laboratóriumaiban. – 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 30.
- BERNOR, R. L., KORDOS, L., ROOK L. (eds) 2006: An Introduction to the Multidisciplinary Research at Rudabánya. – *Palaeontographica Italica* 90, pp. 9–10.
- BERNOR, R. L., KORDOS, L., ROOK, L. (eds) 2006: Multidisciplinary Research at Rudabánya. – *Palaeontographica Italica* 90, pp. 1–313.
- BERTALAN É. 2006: Induktív csatolású plazma tömegspektrometria (ICP-MS). – In: ZÁRAY Gy. (szerk.): *Az elemanalitika korszerű módszerei*. Akadémiai Kiadó Rt., Budapest, pp. 225–280.
- BODOKY, T., KIS, M., KUMMER, I., DON, Gy. 2006: The telluric conductivity anomaly at Magyarmecske: is it a buried impact crater? – *40th ESLAB Symposium / 1st International Conference on Impact Cratering in the Solar System, ESA/ESTEC, Noordwijk, Netherlands, 08-12/05/2006*. [CD kiadvány]
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Ajánlás, szubjektív hangokkal. – In: HORN J. (szerk.): *Földtan a visszaemlékezések tükrében. Tudomány-Oktatás-Bányászat*. Bányász Kultúráért Alapítvány, Központi Bányászati Múzeum Alapítvány, Budapest, pp. 5–7.
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Elnöki megnyitó. [Elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat 153. tisztújító rendes közgyűlésén. Budapest, 2005. 03. 22.] – *Földtani Közlöny* 136 (2), pp. 173–175.
- BREZSNYÁNSZKY K. [Közreműköd. GYALOG L., SÍKHEGYI F., TURCZI G.] 2006: Magyarország új földtani térképe és annak jelentősége. – In: KOVÁCS-PÁLFFY P., VEREBINÉ FEHÉR K., ZIMMERMANN K. (szerk.): *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 21-25/08/2006. Program, előadáskivonatok*, pp. 22–23.
- BREZSNYÁNSZKY K., TURCZI G. 2006: Téradat infrastruktúra-fejlesztés a Magyar Állami Földtani Intézetben = Development of spatial data infrastructure in the Geological Institute of Hungary. – 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 41.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 2006: Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). – *Rivista Italiana Paleontologica Stratigrafia* 112 (3), pp. 359–371.
- BUDAI T., PIROS O., VÖRÖS A. 2006: Az anisusi/ladin határ biosztratigráfiai korrelációja a medencék és platformok területén. – In: PÁLFFY J. [et al.] (szerk.): *9. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Ajka, 18-20/05/2006. Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető*, p. 9.
- BUDAI, T., PIROS, O., VÖRÖS, A. 2006: Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). – In: DULIC, I., WAGREICH, M., JOVANOVIĆ, R. (eds): *1st. International Workshop „Mesozoic Sediments of Carpatho-Balkanides and Dinarides”, Novi Sad, Serbia & Montenegro, 25-30/05/2006. Abstracts and field guide*, pp. 4–5.
- CHIKÁN G. 2006: A földtani térképezés szerepe egy terület gazdasági értékelésében (A Mecsek új földtani térképe). – 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 54.
- CRONIN, S. J., BONTE-GRAPENTIN, M., NÉMETH, K. 2006: Final Report: WS 3.5.6. Review of Savai'i volcanic hazard map. – *Report to SOPAC, Suva, Fiji*, 21 p.
- CRONIN, S. J., NÉMETH, K., STEWART, R. B. 2006: Volcanic hazards planning on rifting island and fissure volcanoes. – *Abstract Volume of the Geological Society of New Zealand Annual Meeting, Palmerston North, New Zealand, 4-7/12/2006*, (Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication, 122 A), p. 13.
- CSÁSZÁR G. 2005: Az Alsóperei Bauxit földtani kutatása és szerepe a földtani megismerésben. – *Földtani Kutatás* 42 (3–4), pp. 27–34.
- CSÁSZÁR G. 2006: Az Erdélyi-Sziget-hegység, mint a Tiszai-egység része. – 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, pp. 56–58.
- CSÁSZÁR G. 2006: Facies disharmony among Mesozoic successions of the main tectonic zones of the Tisza Unit. – In: SUDAR, M., ERCEGOVAC, M., GRUBIĆ, A. (eds): *Proceedings of the 18th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrade, 3-6/09/2006*. Serbian Geological Society, Belgrade, pp. 90–93.
- CSÁSZÁR, G. 2006: Submarine to subaerial gaps in the Middle Cretaceous of the Transdanubian Range. – In: DULIC, I., WAGREICH, M., JOVANOVIĆ, R. (eds): *1st. International Workshop „Mesozoic Sediments of Carpatho-Balkanides and Dinarides”, Novi Sad, Serbia & Montenegro, 25-30/05/2006. Abstracts and field guide*, pp. 10–11.
- CSÁSZÁR G. 2006: Tisia (Tisza) or Tisza-Dacia Unit. – In: SUDAR, M., ERCEGOVAC, M., GRUBIĆ, A. (eds): *Proceedings of the 18th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrade, 3-6/09/2006*. Serbian Geological Society, Belgrade, pp. 87–89.
- CŠERNY T. 2006: A Balaton Régió földtani környezet és a Balaton kialakulása. – *Balaton Partnerségi Program. Vízminőségvédelem és természetvédelemmel kapcsolatos együttműködés megvalósítása. A fenntartható fejlődés biztosítása, a civil szervezetek és a területfejlesztés szereplői közötti együttműködés növelése érdekében, Keszthely, 20-22/06/2006*, pp. 1–8.
- CŠERNY, T., NAGY-BODOR, E. 2006: Late Holocene geohistory of the Hungarian part of the Eastern Alpine Foreland in the light of recent research. – In: BÁNFFY, E. (ed.): *Archaeology and settlement history in the Kerka valley, south-west Hungary. Antaeus 28/2005*, pp. 155–174.
- CŠERNY T., TULLNER T., NAGYNÉ BODOR E. 2006: Földtani módszerek alkalmazása az éghajlat okozta változások kimutatására a Balaton példáján. – *Globális klímaváltozás program: A globális klímaváltozással összefüggő hazai hatások és az erre adandó válaszok. KvVM - MTA „VAHAVA” projekt. Posztterek a projekt záró konferenciáján, 09/03/2006. CD kiadvány*.
- CŠERNY, T., THAMÓNÉ BOZSÓ, E., KIRÁLY, E., MUSITZ, B., MAROS, Gy., KOVÁCS-PÁLFFY, P., BARTHA, A. 2006: Rozsdafoltok az aszfalton: Az M3-as autópálya burkolatának környezetföldtani vizsgálata. – *Mélyépítés 2006. július-szeptember*, pp. 26–31.
- CSILLAG G. 2006: A Keszthelyi-hegység kialakulása. – In: FUTÓ J. (szerk.): *A Balaton-felvidék természeti értékei. VI. A Keszthelyi-hegység. Balaton Nemzeti Park Igazgatóság, Csopak*, pp. 13–23.

- CSILLAG G. 2006: Lóczy Dénes, Veres Márton: Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. (Könyvismertetés). — *Földtani Közlöny* 136 (1), pp. 170–171.
- CSILLAG G., FODOR L., KONRÁD GY. 2006: Szerkezetmorfológiai elemek a Dunántúl domborzatában. — 3. *Magyar Földrajzi Konferencia, MTA, Budapest, 6–7/09/2006. Absztraktkötet*, p. 62.
- CSILLAG G., FODOR L., SELMECZI I. 2006: A Vértes és környéke neogén geomorfológiai fejlődéstörténete. — 3. *Magyar Földrajzi Konferencia, MTA, Budapest, 6–7/09/2006. Absztraktkötet*, p. 63.
- DÁVID, Á., PÜSPÖKI, Z., KÓNYA, P., VINCZE, L., KOZÁK M., MCINTOSH R. W. 2006: Sedimentology, paleoichnology and sequence stratigraphy of a Karpatian sandy facies (Salgotarján Lignite Formation, N Hungary). — *Geologica Carpathica* 57 (4), pp. 279–294.
- DON GY. 2006: Kozmikus eredetű mikroszferula-szintek üledékes kőzetekben és korrelációs jelentőségük. — 8. *Székesévföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 26-28/10/2006. Abstracts volume*. Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 46–47.
- DON GY., DETRE CS., SOLT P. 2006: A mágnese mikroszferulák eredete. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy*, pp. 108–112.
- DON GY., GÁL-SOLYOS K., SOLT P., DETRE CS., 2006: Dél-magyarországi, pleisztocén korú kozmikus és vulkáni eredetű mágnese mikroszferula-szintek. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy*, p. 113.
- DON GY., HORVÁTH I., LIEBE P., PENTELÉNYI A., SCHAREK P., TÓTH GY. 2006: Chemical state of the subsurface water body and recharging effort. — *Danube Monitoring Scientific Conference, Mosonmagyaróvár, Hungary, 25–26/05/2006. Hungarian Section. Programme, Abstracts. Recommendations for the harmonization of the monitoring systems established over the Upper Danube (shortened version)*, p. 8.
- DON GY., HORVÁTH I., LIEBE P., PENTELÉNYI A., SCHAREK P., TÓTH GY. 2006: A felszín alatti vizek geokémiai állapota és a vízpótlás lehetőségei, Szigetköz. — 8. *Székesévföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 26-28/10/2006. Abstracts volume*. Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 47–48.
- FESŰ J., HÁLA J. (szerk.) 2005: *Börzsönyvidék 3. Földtani kutatások eredményei a Börzsönyben*. — Börzsöny Múzeum Baráti Köre, Szob, 184 p.
- FODOR, L. 2006: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian-Carpathian-Eastern Alpine domain: A personal view from Pannonia in the light of the terminological question of tectonic units. — 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19-22/04/2006. — *Geolines* 20, pp. 34–36.
- FODOR, L., TURKI, S.E., DALOB, H., GERBI, A. 2006: Geometrical variations of extensional fault-related folds in the southern Sirt Basin, Libya. — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 02-07/04/2006, Abstracts*. — *Geophysical Research Abstracts* 8, (CD melléklet) EGU06-A-09046. <http://www.cosis.net/abstracts/EGU06/09046/EGU06-J09046.pdf>
- FÖRIZS I., TÓTH T., KUTI L. 2006: A szikesedés izotóp-hidrogeokémiai vizsgálata a hortobágyi Nyíró-laposon. — In: SZENDREI G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota*, MTA, Budapest, pp. 93–90.
- FÜGEDI U., HORVÁTH I., ÓDOR L., 2006: Geokémiai háttér és a természetes eredetű környezeti terhelés Magyarország felszíni képződményeiben. — In: SZENDREI G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota*, MTA, Budapest, pp. 11–21.
- FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L., 2006: The „Gyöngyösoroszi pollution” — effects and solutions. — 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. *Earth and Water, Barcelona, Spain 13–16/06/2006, Proceedings*, 1, pp. 221–223.
- FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L. 2006: Többszöri talajképződés geokémiai hatásai egy alföldi mintaterületen (Fülöpháza, Duna–Tisza köze). — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy*, pp. 145–151.
- FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L., HORVÁTH I., 2006: A talajok meszesedésének okai Közép-Magyarországon. — *Újabb eredmények a szikesedés földtani körülményeiről, MTA TAKI, Budapest, 08/11/2006*. <http://www.taki.iif.hu/7fuub.pdf>
- G. SÖLYMOS, K., JÓZSA, S., NÉMETH, B., KÖRPÁS, L., KERCSMÁR, ZS., SZABÓ, Cs. 2006: Study of the red calcite occurrences in Transdanubian Middle Mountains, Hungary. — In: SUDAR, M. ERCEGOVAC, M., GRUBIĆ, A. (eds): *Proceedings of the 18th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrade, 3–6/09/2006. Serbian Geological Society, Belgrade*, pp. 146–148.
- GRIGORESCU, D., KAZÁR, E. 2006: A new Middle Miocene odontocete (Mammalia: Cetacea) locality and the Sarmatian Marine Mammal Event in the Central Paratethys. — *Oryctos* 6, pp. 53–67.
- GYALOG L., TURCZI G. 2006: Magyarország fedett földtani térkép-sorozata, 1:100 000. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy*, pp. 187–189.
- GYALOG L., BREZSNYÁNSZKY, K., MAIGUT, V., SÍKHEGYI, F. TURCZI, G. 2006: Data harmonisation in setting up the 1:100 000 geological map series of Hungary. — 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. *Earth and Water, Barcelona, Spain 13–16/06/2006, Proceedings* 2, pp. 94–95.
- GYURICZA GY. 2006: Természetvédelmi területek védőövezete kijelölésének litológiai és hidrológiai problémái. Fórum. — *Földtani Közlöny* 136 (2), pp. 299–306.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., PELIKÁN, P. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in the Bükk-Darnó area, North-East Hungary. — In: SUDAR, M. ERCEGOVAC, M., GRUBIĆ, A. (eds): *Proceedings of the 18th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrade, 3–6/09/2006. Serbian Geological Society, Belgrade*, pp. 197–200.
- HÁLA J. 2006: Adalékok Herman Ottó és Jankó János kapcsolatához. — In: HEVESI A., VIGA GY. (eds): *Herman Ottó öröksége. Herman Ottó Múzeum kiadványa*, Miskolc, pp. 56–76.
- HÁLA J. 2006: Adatok Jankó János „A Balaton-melléki lakosság néprajza” című műve megszületéséhez. — In: SELMECZI KOVÁCS A. (szerk.): *Lélek és élet. Ünnepi kötet S. Lackovits Emőke tiszteletére*. Veszprém Megyei Múzeumok Igazgatósága, Veszprém, pp. 195–205.
- HÁLA J. 2006: Ásványok, kőzetek, emberek. Történeti és néprajzi dolgozatok. — *Életmód és Tradíció*, 9, MTA Néprajzi Kutatóintézet, Budapest, 262 p.
- HÁLA J. 2006: A cigányprofesszor. — *Napút* 8 (9), pp. 28–34.

- HÁLA J. 2006: Gráfik Imre: Hajózás és gabonakereskedelelem, Pécs, 2004 (Könyvismertetés). — *Vasi Szemle*, 60 (1), pp. 122–123.
- HÁLA J. 2006: A Honismeret szerkesztőbizottságának ülése Dunakeszin. — *Honismeret*, 34 (6), p. 59.
- HÁLA J. 2005: Kósa László: Nemesek, polgárok, parasztok. Néprajzi, történeti antropológiai és művelődéstörténeti tanulmányok Osiris Kiadó, Budapest (Könyvismertetés). — *Etnographia* 116 (1), pp. 87–92.
- HÁLA J. 2006: Néprajzi gyűjtemiseim Peröcsényben. Eredmények és emlékek. — In: KOCZÓ J. (szerk.): *Hajzé felő' gyün egy buró. A 750 ezstendős Peröcsényben rendezett tudományos konferencián elhangzott előadások*. Városmikolai Körzeti Általános Iskola helytörténeti szakkörének kiadványa, Városmikola (Honti Füzetek, 9.) pp. 50–66.
- HÁLA J., SZÁRAZ GY. 2006: Százados legendák az alagi temető sírkövei alatt. — *A Dunakeszi Kőrösi Csoma Sándor Általános Iskola Évkönyve 2004/2005*, pp. 132–137.
- HALLER, J. M., DE WALL, H., MARTIN, U., NÉMETH, K. 2006: Understanding the evolution of maar craters. — *ICDP-Workshop PASADO – Potrok Aike Lake Sediment Archive Drilling Project, Rio Gallegos, Santa Cruz, Argentina, 15–19/03/2006*. — *Terra Nostra* 2006 (1), p. 58.
- HEIDE, K., FÖLDVARI, M. 2006: High temperature mass spectrometric gas-release studies of kaolinite $Al_2[Si_2O_5(OH)_4]$ decomposition. — *Thermochimica Acta* 446 (1–2), pp. 106–112.
- HORVÁTH F., VICZIÁN I. 2006: Az ember természetformáló hatása a Fényes-patak és az Áltár-ér Tata alatti szakaszának ártéri területein. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *A Környezettörténet 2006. Konferencia előadásainak összefoglalói, Budapest, 8–9/02/2006*. (Általános Földtani Szemle Könyvtára, 2), Hantken Kiadó, Budapest, pp. 50–51.
- JÁMBOR Á. (szerk.) 2006: A magyar kvarterkutatás bibliográfiája 1708–2004. — *A Magyar Állami Földtani Intézet 206. alkalmi kiadványa*, Budapest, 400 p.
- JORDÁN GY., CSILLAG G., SEBE K. 2006: Digitális terepmodellezés térinformatikai környezetben: morfotektonikai módszerek és alkalmazások. — 3. Magyar Földrajzi Konferencia, MTA, Budapest, 6–7/09/2006, *Absztraktkötet*, p. 109.
- JORDÁN GY., SZILASSI P. A. van ROMPAEY, CSILLAG G., van DESSEL, W. 2006: Történelmi területhasznosítás-változások hatásának modellezése a talajerózióra, valamint üledék- és szennyeződésszállításra vízgyűjtőkben. Esettanulmányok. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *A Környezettörténet 2006. Konferencia előadásainak összefoglalói, Budapest, 8–9/02/2006*. (Általános Földtani Szemle Könyvtára, 2), Hantken Kiadó, Budapest, p. 77.
- JUHÁSZ, GY., THAMÓNÉ BOZSÓ, E. 2006: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele II. A pannóniai s.l. homokok és homokkővek ásványi összetétel változásának tendenciái és földtani jelentőségük. — *Földtani Közlöny* 136 (3), pp. 431–449.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I. 2006: Integrated stratigraphy and architecture of a back-arc lake-basin – a key to structural evolution in the Pannonian Basin, Hungary. — *Abstract Volume of the 17th International Sedimentological Congress ISC, Fukuoka, Japan, 27/08–01/09/2006, Volume O-164*, p. 214.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, GY., MAGYAR, I. VAKARCS, G.; 2006: Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. — *Földtani Közlöny* 136 (1), pp. 51–86.
- KALMÁR, I., KUTI L. 2006: Natural conditions of the catastrophic floods and slope instability in small hydrographic basins: risk evaluation, prevention and rehabilitation. — *Environment and Progress* 7, pp. 43–48.
- KALMÁR J., VICZE M. 2006: A szigetszentmiklósi bronzkori temető kőzetanyagának alaktani és petrográfiai vizsgálata. — *Földtani Közlöny* 136 (1), pp. 105–119.
- KALMÁR J., TURKI, S. M. 2006: Infracambrian rocks as „exotic” clastics in Hasáwnah Sandstone Formation, Wāw al Kabir area, Libya. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 1 (1), pp. 19–26.
- KALMÁR J., PETRESCU I., SZENDREINÉ KOREN E. 2006: Az erdőtalaj képződés ásványtani vonatkozásai a Visegrádi hegységben, a pilisszentlászlói mintaterületek eruptív anyakőzet összeletén. — *Agrokémia és Talajtan* 55 (2), pp. 367–380.
- KÁNTOR T. 2006: Az elemanalitika korszerű módszerei. — In: ZÁRAY GY. (szerk.): *Az elemanalitika korszerű módszerei*. Akadémiai Kiadó Rt., Budapest pp. 19–88.
- KÁNTOR T.: Az elektrotermikus atomizálás (ETA) és párologtatás (ETV) optimalizációs módszerei. — 49. Magyar Spektrokémiai Vándorgyűlés, Miskolc, 10–12/07/2006. *Előadások Összefoglalói*, pp. 105–108.
- KÁNTOR, T. 2006: Mechanistic studies on high temperature vaporization. Thermo-analytical aspects. — 7. *European Furnace Symposium on Atomic Absorption Spectrometry, Electrothermal Vaporization and Atomization (EFS 2006)*, and 12 *Solid Sampling Colloquium with Atomic Spectrometry (12 SSC)*, StPetersburg, Russia, 2–7/07/2006. *Book of Abstracts*, p. 17.
- KÁNTOR, T., HASSLER, J., FÖRSTER O. 2006: Determination of trace metals in industrial boron carbide by solid sampling optical emission spectrometry. Optimization of DC arc excitation (current, atmosphere and chemical modifier). — *Microchimica Acta* 156, pp. 231–243.
- KARATSON, D., NÉMETH, K., SZÉKELY, B., RUSZKICZAY-RUDIGER, Zs., PÉCSKAY, Z. 2006: Incision of a river curvature due to exhumed Miocene volcanic landforms: Danube Bend, Hungary. — *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* 95, pp. 929–944.
- KAZÁR, E. 2005: A new kentriodontid (Cetacea: Delphinoidea) from the Middle Miocene of Hungary. — *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin – Geowissenschaftliche Reihe* 8 (1), pp. 53–73.
- KAZÁR E. 2006: Sophianacetes, a replacement name for Mediocris (Cetacea: Delphinoidea: Kentriodontidae). — *Mitteilungen aus dem Museum für Naturkunde in Berlin – Geowissenschaftliche Reihe* 9 (2), p. 260.
- KAZÁR, E., GRIGORESCU, D. 2005: Revision of Sarmatodelphis moldavicus Kirpichnikov, 1954 (Cetacea: Delphinoidea), from the Miocene of Kishinev, Republic of Moldavia. — *Journal of Vertebrate Paleontology* 25 (4), pp. 929–935.
- KELE, S., KÖRPÁS, L. KÖVÁCS-PÁLFFY, P., LANTOS M. 2006: Sedimentology, mineralogy, lake evolution and chronology of the Quaternary Tata thermal lacustrine travertine. — In: FÜLÖP É., KISSNÉ CSEH J. (szerk.): *„Die aktuellen Fragen des Mittelpaläolithikums in Mitteleuropa. Topical issues of the research of Middle Palaeolithic period in Central Europe”*. (Tudományos Füzetek, 12), Komárom-Esztergom Megyei Múzeumi Szervezet, Komárom, pp. 32–51.
- KELE, A., KÖRPÁS, L., DEMÉNY, A. KÖVÁCS-PÁLFFY, P., BAJNÓCZY, B. MEDZIHRADSKY Zs. 2006: Paleoenvironmental evaluation of the Tata Travertine Complex (Hungary), based on stable isotopic and petrographic studies. — *Acta Geologica Hungarica* 49 (1), pp. 1–31.
- KERCSMÁR Zs., FODOR L., PÁLFALVI S. 2006: Középső-eocén szerkezetalakulás és medencefejlődés a Dunántúli Paleogén Medence ÉK-i részén (Vértességi hegység). — 8. *Bányászati*

- Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, pp. 212–214.
- KERCSMÁR, ZS., FODOR, L., PÁLFALVI, S. 2006: Tectonic control and basin evolution of the Northern Transdanubian Eocene Basins (Vértes Hills, Central Hungary). — *4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19-22/04/2006.* — *Geolines* 20, pp. 64–66.
- KÓKAY J. (2006): Nonmarine mollusc fauna from the Lower and Middle Miocene, Bakony Mts., W Hungary. — *Geologica Hungarica Series Paleontologica*, 56, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 196 p.
- KÓNYA P. 2006: Phillipsit ikertípusok a hermántói és az uzsai bazalt hólyagüregeiben. — In: KOVÁCS-PÁLFFY P., VEREBINÉ FEHÉR K., ZIMMERMANN K. (szerk.): *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 21-25/08/2006. Program, előadaskivonatok*, pp. 53–54.
- KÓNYA, P. 2006: Twinned phillipsite crystals in the basalts of the Tatika Group, Balaton Highland, Hungary. — *3rd „Mineral Sciences in the Carpathians” International Conference, Miskolc, Hungary, 9-10/03/2006.* — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* 5, p. 58.
- KÓNYA P., KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BODORKÓS ZS., KÁKAY-SZABÓ O. 2006: Üregkitöltő, valamint homokos, mészköves és szerpentinés kőzetzárványokhoz kapcsolódó ásványok a Bazsi, Prága-hegy bazaltjából (Tátika-csoport, Balaton-felvidék). — In: KOVÁCS-PÁLFFY P., VEREBINÉ FEHÉR K., ZIMMERMANN K. (szerk.): *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 21-25/08/2006. Program, előadaskivonatok*, p. 51.
- KORDOS L. 2006: A 10 millió évvel ezelőtt élt Rudapithecus. — In: HADOBÁS S. (szerk.): *Bányászattörténeti Közlemények. Érc- és Ásványbányászati Múzeum Alapítvány Kuratóriuma, Rudabánya*, pp. 2–3.
- KORDOS L. 2006: Anomalomys (Rodentia, Mammalia) from Rudabánya, Hungary (Miocene MN9): terminology of molars, age categories and phylogenetic interpretations. — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* 23, pp. 19–28.
- KORDOS L. 2006: Ásatások a bérbaltavári ősgérinces lelőhelyen. — In: SZAKÁLY F. (ed.): *Bérbaltavár története az elfelejtett várak, kastélyok faluja. Bérbaltaváriak Szülőföldjükért Egyesület, Bérbaltavár*, pp. 249–257.
- KORDOS L. 2006: Dinoszauruszok a Kárpát-medencében. — *Honismeret* 34 (1), pp. 76–80.
- KORDOS L. 2006: Dinoszauruszok a Kárpát-medencében. — In: PARKER, S.: *Őslények enciklopédiája*. Kossuth Kiadó, Budapest, p. 439.
- KORDOS L. 2006: Egy cickány története. — *Madártávlat* 12 (6), p. 8.
- KORDOS L. 2006: The Endocranial Cast of Rudapithecus. — *15th Congress of the European Anthropological Association. “Man and Environment: Trends and Challenges in Anthropology”, Budapest, Hungary, 31/08-03/09/2006, Biennial Books of EAA*, pp. 9–20.
- KORDOS L. 2006: A fácánok kalandos históriája. — *Magyar Vadászlap* 15 (3), pp. 170–171.
- KORDOS L. 2006: Fuchs Herman és a Kolozsvár környéki szirének. — *Fuchs Herman Emlékkonferencia, Kolozsvár, 2006.* p. 78.
- KORDOS L. 2006: „Gabi” csontváza egyre teljesebb. — *Élet és Tudomány* 51–52, pp. 1614–1617.
- KORDOS L. 2006: Herman Ottó és a magyar földtan (Levél Herman Ottó születésének 170. évfordulójára). — In: HEVESI A., VIGA Gy. (eds): *Herman Ottó öröksége*. Herman Ottó Múzeum kiadványa, Miskolc, pp. 86–90.
- KORDOS, L. 2006: Ipolytarnóc, an Early Miocene palaeohabitat. — *Hantkeniana* 5, pp. 124–126.
- KORDOS L. 2006: Jánossy Dénes az ősmadarak tudója. — *Madártávlat* 12 (6), pp. 4–6.
- KORDOS L. 2006: Környezeti változások és az emberre válás: a múlt és a jövő madártávlátból. — *Magyar Tudomány*, 167 (4), pp. 453–457.
- KORDOS L. 2006: A lapátosok családfája. — *Magyar Vadászlap* 15 (2), pp. 92–93.
- KORDOS L. 2006: Az örök vaddisznó. — *Magyar Vadászlap* 15 (7), pp. 428–429.
- KORDOS L. 2006: Az őzek szerteágazó családfája. — *Magyar Vadászlap* 15 (5), pp. 298–299.
- KORDOS, L. 2006: Stratigraphy of the Middle Pleistocene „Buda Culture” of Castle Hill, Budapest (Hungary). — *Praehistoria*, 4–5, pp. 9–32.
- KORDOS L. 2006: A szarvasok ősi rejtélye. — *Magyar Vadászlap* 15 (9), pp. 554–555.
- KORDOS L. 2006: Szemelvények a magyarországi madárfauna történetéből. — *Madártávlat* 12 (6), pp. 10–14.
- KORDOS L. 2006: Újra Rudapithecus. — *Vadon* 5, p. 15.
- KORDOS L. 2006: Utat építettek, őslállatot találtak. — *Vadon* 5, pp. 16–19.
- KORDOS L. 2006: Az üregi nyulak családfája. — *Magyar Vadászlap* 15 (4), pp. 234–235.
- KÓTAL, L., SAJÓ, I., GÁCS, I., PAPP, K., BARTHA, A., BÁNVÖLGYI Gy. 2006: An environmentally friendly method for removing sodium in red mud. — *Chemistry Letters* 35 (11), pp. 1278–1279.
- KOVÁCS J., KOROKNAI Zs., KOVÁCSNÉ SZÉKELY I. 2006: A Balaton környezeti állapotának vizsgálata többváltozós adatelemző módszerekkel. — In: SZENDREI G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota*, MTA, Budapest, pp. 111–118.
- KOVÁCS-PÁLFFY P., VEREBINÉ FEHÉR K., ZIMMERMANN K. (szerk.) 2006: *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 21-25/08/2006. Program, előadaskivonatok*, 92 p.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., OZSVÁRT, P., ÁRKAI, P., KOVÁCS, S., LESS, Gy. 2006: Tectonic position of the latest Triassic–Jurassic Sequences of Rudabánya Hills, NE Hungary. — *4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19-22/04/2006.* — *Geolines* 20, pp. 73–75.
- KUTI L., 2006: A talajvíz kémiai összetételének változásai egy szikes területen a mélység függvényében. — *Újabb eredmények a szikesedés földtani körülményeiről*, MTA TAKI, Budapest, 08/11/2006. <http://www.taki.iif.hu/7kula.pdf>
- KUTI, L., KERÉK, B., VATAI, J. 2006: Problem and prognosis of excess water inundation based on agrogeological factors. — *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 1 (1), pp. 5–18.
- KUTI L., MÜLLER T., VATAI J., POCSAI T. 2006: Magyarország vizeinek vegyi jellege. — In: SZENDREI G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota*, MTA, Budapest, pp. 73–82.
- KUTI, L., VATAI, J., POCSAI, T., KARIG, G. 2006: The prospects for optimal waste disposal in Hungary. — *5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 13-16/06/2006, Proceedings. Volume 2*, pp. 220–222.

- LÁSZTITY, A., ZIH-PERÉNYI, K., BERTALAN, É. 2006: On-line preconcentration of tellurium on iron(III) – modified cellulose ion exchangers. – *Winter Conference on Plasma Spectrochemistry, Tucson, Arizona, 8-14/01/2006. PT01 Poster Session: Clinical Analyses: TP55.*
- LESS, GY. (ed.), TURKI, S. M., PEREGI, ZS., FODOR, L., KOLOSZÁR, L., KALMÁR, J., SUWESI, S. KH., SHERIF, KH., CSÁSZÁR, G., GULÁCSI, Z., DALUB, H. (in press): *Geological map of Libya 1:250,000, Sheet: Waw al Kabir NG 33-12. Explanatory Booklet.* – Industrial Research Centre, Tripoli.
- LIEBER T., SÁSDI L. 2006: Sátorkőpusztai kincsek. – *Élet és Tudomány* 61 (25), pp. 784–787.
- MAGYAR, I.; MÜLLER, P. M., SZTANÓ, O., BABINSZKI, E., LANTOS, M. 2006: Oxygen-related facies in Lake Pannon deposits (Upper Miocene) at Budapest-Kőbánya. – *Facies* 52, pp. 209–220.
- MAGYARI, Á., KERCSMÁR, ZS., UNGER, Z., THAMÓ-BOZSÓ, E., 2006: Neotectonic Investigations of the Érmellék Region (NE Pannonian Basin, NW Transylvania) – *4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19–22/04/2006.* – *Geolines* 20, pp. 87–88.
- MÁJAI CS., UNGER Z. 2006: A Felső-Nyárádmente geomorfológiai problémái. – *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 239.
- MÁJAI CS., UNGER Z. 2006: A Felső-Nyárádmente geomorfológiai problémái. – In: KOVÁCS-PÁLFFY P., VEREBINÉ FEHÉR K., ZIMMERMANN K. (szerk.): *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 21–25/08/2006. Program, előadáskivonatok*, p. 40.
- MAROS, GY., GRÓF, GY., GYENIS, Á., PÁSZTOR, SZ., PALOTÁS, K., MUSITZ, B. 2006: A new method in the geologic-tectonic-hydrogeologic documentation of shafts and tunnels – *4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19–22/04/2006.* – *Geolines* 20, p. 91.
- MAROS GY., GRÓF GY., GYENIS Á., PÁSZTOR SZ., PALOTÁS K. 2006: Új módszer a bányatérsegek földtani-tektonikai-vízföldtani dokumentálásában. – *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 253.
- MARÓTI É., KALMÁR J. 2006: About the stone material and mortar composition of the Roman buildings, Ulcisia Castra, Szentendre, Hungary. – *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 1 (1), pp. 27–40.
- MARÓTI É., KALMÁR J. 2006: A szentendrei római kori ásatások kőanyagának morfológiai és közettani sajátosságai. – *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, pp. 254–258.
- MARTIN, U., NÉMETH, K. 2006: How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). – *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155 (1–2), pp. 104–118.
- MÜLLER P. M. 2006: New decapods from the Miocene Hungary – with remarks about their environment. – *Földtani Közlemény* 136 (1), pp. 37–49.
- NAGY A., CSERNY T., ELBAZ-POULICHET F. 2006: Nyomelem geokémiai kutatások a Zala-Kis-Balaton-Keszthelyi-öböl területén. – In: SZENDREI G. (szerk.): *Magyarország környezetgeokémiai állapota*, MTA, Budapest, pp. 91–110.
- NAGY I., WEISZBURG T., FODORPATAKI L., BARTHA A., NAGY S.: 2006: A Turc-patak (Szatmár megye) vizsgálata az ércbányászat környezeti hatásai szempontjából – *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06–09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, pp. 273–277.
- NÉMETH, K. 2006: Lessons for volcanic emergency management from the 2005 Ambae caldera-lake eruption. – *Abstract Volume of the North Island Volcanic Risk Symposium, Palmerston North, NZ, 4/08/2006*, p. 9.
- NÉMETH, K. 2006: PASADO 2006 Workshop Rio Gallegos, Argentina. – *New Zealand Soil News* 54 (3), pp. 75–77.
- NÉMETH, K. 2006: Role of phreatomagmatism in the evolution of the Mio/Pliocene Western Snake River Plain volcanic field, Idaho: pitfalls in application of volcanological data for paleogeographical reconstruction. – *New Zealand Soil News* 54 (3), pp. 78–79.
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J. 2006: Intra- and extra-caldera volcanoclastic facies architecture of a frequently active mafic island-arc volcano, Ambrym Island, Vanuatu. – *Abstract Volume of the 17th International Sedimentological Congress ISC, Fukuoka, Japan, 27/08–01/09/2006, Volume A*, p. 194.
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J. 2006: Lessons for emergency management from the December 2005 crater lake eruption at Ambae, Vanuatu. – *Abstract Volume of the Geological Society of New Zealand Annual Meeting, Palmerston North, New Zealand, 4–7/12/2006*, (Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication, 122 A), p. 57.
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J. 2006: Surtseyan style eruption in the Ambae (Vanuatu, New Hebrides) caldera lake in 2005 December and its implication to volcanic hazards and emergency management on an ocean island. – *Abstract Volume of the Congreso de vulcanologia GARAVOLCAN 2006 Workshop, Tenerife, Spain, 21–27/05/2006*, p.
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J., WHITE, J. D. L. 2006: Kuwae caldera (Vanuatu) and climate confusion. – *Abstract Volume of the American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, USA, 11–15/12/2006.* – *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract V33C-0672.
- NÉMETH, K., WHITE, C. 2006: Intravent peperites in an eroded phreatomagmatic volcano of the Western Snake River Plain Volcanic Field Idaho (USA) and their implication for field-wide eruptive environment reconstruction. – *Abstract Volume of the Geological Society of New Zealand Annual Meeting, Palmerston North, New Zealand, 4–7/12/2006*, (Geological Society of New Zealand Miscellaneous Publication, 122 A), p. 58.
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J., CHARLEY, D., HARRISON, M., GARAE, E. 2006: Exploding lakes in Vanuatu – “Surtseyan-style” eruptions witnessed on Ambae Island. – *Episodes* 29 (2), pp. 87–92.
- PACHECO, F. A. L., SZÓCS, T. 2006: “Dedolomitization reactions” driven by anthropogenic activity on loess sediments, SW Hungary. – *Applied Geochemistry* 21 (4), pp. 614–631.
- PÁLFAI, S., FODOR, L., KERCSMÁR, ZS., BÁLDI-BEKE, M., KOLLÁNYI, K., LESS, GY. 2006: Sedimentation pattern, tectonic control, and basin evolution of the northern Transdanubian Eocene basins (Vértes Hills, central Hungary). – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 02–07/04/2006, Abstracts.* – *Geophysical Research Abstracts* 8,

- (CD melléklet). EGU06-A-08384/Sref-ID:1607-7962/gra. <http://www.cosis.net/abstracts/EGU06/08384/EGU06-J-08384.pdf>
- PÁLFY, J., MUNDIL, R. R. RENNE, P. R. BERNOR, R. L., KORDOS, L., GASPARIK, M. 2006: Radioisotopic dating of the Ipolytarnóc fossil track site and its implications for the Proboscidean Datum. — *Hantkeniana* 5, p. 100.
- PAPANIKOLAOU, D., MIGIROS, G., GULÁCSI, Z., KOVÁCS, S. 2006: Re-interpretation of the Bükk tectono-stratigraphy: from the Bükk platform to the Bükk basin and the Szarvaskő Ocean. — In: SUDAR, M. ERCEGOVAC, M., GRUBIĆ, A. (eds): *Proceedings of the 18th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrade, 3-6/09/2006*. Serbian Geological Society, Belgrade, pp. 432-434.
- PAPP P. 2006: Szász Zsiga (Alsórákos) munkálkodása a Földtani Intézetért. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006*. Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 277.
- PÁSZTOR L., PÁLFAI I., BOZÁN CS., KÖRÖSPARTI J., SZABÓ J., BAKACSI ZS., KUTI L. 2006: Spatial stochastic modelling of inland inundation hazard. — 9th *AGILE Conference on Geographic Information Science. Shaping the future of Geographic Information Science in Europe, Visegrád, Hungary, 20-22/04/2006*, pp. 139-143.
- PÉTERDI, B. 2006: Beszámoló a 36. Nemzetközi Archeometriai Szimpóziumról (36th International Symposium on Archaeometry 2-6 May 2006, Quebec City, Canada). — *Archeometriai Műhely* 2, pp. 39-40.
- PÉTERDI, B., HORVÁTH, T., SZAKMÁNY, GY. 2006: Petrographical Investigation on Late Copper Age Stone Tools from Balatonőszöd (Temetői Dűlő), Western Hungary. — In: HERZOG, A. (ed.): *ISA 2006. 36th International Symposium on Archaeometry (ISA), Quebec City, Canada CELAT, Laval University, Quebec, 2-6/05/2006, Conference Program and Abstracts*, p. 223.
- RISSO, C., NÉMETH, K., MARTIN, U. 2006: Proposed geotopes to promote tourism in recent pyroclastic cone fields, Southern Mendoza, Argentina. — *Abstract Volume of the 4th Conference Cities on Volcanoes IAVCEI, Quito, Ecuador, 23-27/01/2006*, p. 138.
- ROOK, L., KORDOS, L., BERNOR, R. L. 2006: Rudabánya: A reference Late Miocene (Vallesian, MN9) vertebrate fauna from Middle Europe. — *Palaeontographica Italica* 90, pp. 309-313.
- SÁSDI L. 2006: Az Esztergomi Strázsa-hegy és a Sátorköpusztai-barlang fejlődéstörténete. — In: MADARASNÉ BENEDEK A. (szerk.): *A Sátorköpusztai-barlang 1946-2006*. [Benedek Endre Barlangkutató és Természetvédelmi Egyesület], Dorog, p. 101.
- SÁSDI L. 2006: Újabb küldetés. Barlangkutató expedíció Montenegroban. — *Hegyisport és Turista Magazin* 2, 2006. november, pp. 20-21.
- SÁSDI L. 2006: Víznyomjelzéses vizsgálatok a Bükk hegységi Nyavalyás és Létrás-tető térségének fokozottan védett barlangjaiban. — *Karszt és Barlang 1995-1996*, pp. 29-34.
- SÁSDI L. 2006: Zárszámadás Tapolcán (Beszámoló az MKBT Szakmai Napjáról). — *Hegyisport és Turista Magazin* 2, 2006. január, p. 24.
- SELMECZI I., BOHN-HAVAS M., SZEGŐ E., LANTOS M. 2006: Litho-, bio- and magnetostratigraphic correlation of three Miocene successions in the Hungarian part of the Pannonian Basin. — In: SUDAR, M. ERCEGOVAC, M., GRUBIĆ, A. (eds): *Proceedings of the 18th Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Belgrade, 3-6/09/2006*. Serbian Geological Society, Belgrade, pp. 539-542.
- SIKLÓSY Z., DEMÉNY A., SZABÓ CS., KÖRÖSPARTI J., GÁLNÉ SÓLYMOS K. 2006: A vértési felső-kréta (?) édesvízi mészkő és vöröskalcitér előfordulások petrográfiai és geokémiai vizsgálata. — *Földtani Közöny* 136 (3), pp. 369-398.
- SOLT P. 2006: A kabai meteorit hullás területének reambulációja. — 8. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 26-28/10/2006. Abstracts volume*. Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 75-76.
- SZAKÁLL S., KOVÁCS-PÁLFFY P., SAJÓ I., KOVÁCS Á. 2006: Magyarországi sókivirágzások ásványtani vizsgálata. — In: SZENDREI G., TÓTH T. (szerk.): *A magyarországi szikes talajok felszíni sóásványai (Salt minerals on surfaces of salt-affected soils in Hungary)*. (Topographia Mineralogica Hungariae 9), Herman Ottó Múzeum, Miskolc, pp. 47-60.
- SZENDREI, G., TÓTH, T., SZAKÁLL, S., KOVÁCS-PÁLFFY, P., SAJÓ, I. 2006: Salt minerals in efflorescences on soil surface of Hungary. — 3rd „*Mineral Sciences in the Carpathians*” International Conference, Miskolc, Hungary, 9-10/03/2006. *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* 5, p. 115.
- SZENDREI G., TÓTH T., KOVÁCS-PÁLFFY P., SAJÓ I., SZAKÁLL S., KOVÁCS Á. 2006: A talajfelszíni sókivirágzások elterjedése Magyarországon. — In: SZENDREI G., TÓTH T. (szerk.): *A magyarországi szikes talajok felszíni sóásványai (Salt minerals on surfaces of salt-affected soils in Hungary)*. (Topographia Mineralogica Hungariae 9), Herman Ottó Múzeum, Miskolc, pp. 61-78.
- SZENTPÉTERY I., LESS GY. (szerk.); LESS GY., KOVÁCS S., SZENTPÉTERY I., GRILL J., RÓTH L., GYURICZA GY., SÁSDI L., PIROS O., RÉTI ZS., ELSHOLZ L., ÁRKAI P., NAGY E.†, BORKA ZS., HARNOS J., ZELENKA T. 2006: *Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai-hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez*. — Magyarország tájegységi térképsorozata, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 92 p., 2 térkép melléklet.
- SZILASSI, P., JORDAN, G., VAN ROMPAEY, A. W., CSILLAG, G. 2006: Impacts of historical land use changes on erosion and agricultural soil properties in the Kali Basin at Lake Balaton, Hungary. — *CATENA* 68 (3), pp. 96-108.
- SZILASSI P., JORDÁN GY., VAN ROMPAEY A. W., CSILLAG G. 2006: A területhasználat-változás talajvédelmi problémáinak vízgyűjtő szintű elemzése a Káli-medence példáján. — „*Napjaink környezeti problémái – globálitól lokálisig*” Sérülékenység és alkalmazkodás Nemzetközi Konferencia Keszthely, 30/11-01/12/2006., CD ROM.
- SZŐCS T. 2006: *Áramlási rendszerek, víz-kőzet kölcsönhatások megismerése és alkalmazása*. — Ph.D. dolgozat, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest [2006. június], 136 p. + 4 mell.
- SZŐCS T. 2006: Felszín alatti vizek kémiai állapotfelmérése. — 8. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 26-28/10/2006. Abstracts volume*. Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 85-86.
- SZŐCS, T., TÓTH, GY., HORVÁTH, I. 2006: Modeling stable isotope-pattern for understanding and describing flow systems in the Pannonian basin, Hungary. — In: POETER, E., HILL, M., ZHENG, C.: *MODFLOW and More 2006: Managing Ground-Water Systems. International Ground Water Modeling Center (IGWMC), Colorado Schools of Mines, USA, 22-24/05/2006. Conference Proceedings*, p. 644.
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2006: Budapest környezetföldtani térképsorozata: elvek, módszerek és végtermékek a településgeológiában. — 8. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 26-28/10/2006*.

- Abstracts volume.* Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 86–87.
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2006: Budapest közműgeotechnikai térképsorozata. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 302.
- SZÜCS A. 2006: *Geochemical Landscape Analysis for the Risk Assessment of Acid Mine Drainage in a Wetland Environment.* — *Acta Universitatis Upsaliensis, Digital Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the faculty of Science and Technology*, 200, Uppsala, 249 p.
- THAMÓNÉ BOZSÓ, E., JUHÁSZ, GY., Ó. KOVÁCS, L. 2006: Az alföldi pannóniai s.l. képződmények ásványi összetétele. I. A pannóniai s.l. homokok és homokkővek jellemzői és eredete. — *Földtani Közlemények* 136 (3), pp. 407–430.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., JUHÁSZ, GY., Ó. KOVÁCS, L., 2006: Origin of sediments transported from different directions into the Lake Pannon during the Late Neogene, based on mineralogical composition of sands and sandstones in the Hungarian Plain. — 3rd „*Mineral Sciences in the Carpathians*” International Conference, Miskolc, Hungary, 9-10/03/2006. — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* 5, p. 117.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., JUHÁSZ, GY., Ó. KOVÁCS, L., 2006: Tendencies in mineral composition of Late Neogene sands and sandstones on the Hungarian Plain indicated by statistical methods, reflecting provenance, facies and tectonic changes. — *Sediment 2006, 4th Annual Conference of the Central European Section of the Society for Sedimentary Geology (SEPM-CES) | 21th Meeting of Sedimentologists*, Göttingen, 6-11/06/2006. — *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* 45, Abstracts and Field Trips, p. 165.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E., NÁDOR A., MAGYARI Á. 2006: A lumineszcens kormeghatározás alkalmazása a történelmi idők környezeti eseményeinek datálására. — In: KÁZMÉR M. (szerk.): *A Környezettörténet 2006. Konferencia előadásainak összefoglalói*, Budapest, 8-9/02/2006. (Általános Földtani Szemle Könyvtára, 2), Hantken Kiadó, Budapest, pp. 107–108.
- THAMÓ-BOZSÓ, E., NÁDOR, A., MAGYARI, Á., BABINSZKI, E. 2006: Optically stimulated luminescence dating of quartz from Late Quaternary sediments in Hungary. — 3rd „*Mineral Sciences in the Carpathians*” International Conference, Miskolc, Hungary, 9-10/03/2006. — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series*, 5, p. 118.
- TÓTHNÉ MAKK Á., KERCSMÁR Zs. 2006: A pleisztocén képződmények vastagságviszonyai a Jászsági-süllyedék területén. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, pp. 323–324.
- TURKI, S. M., SUWESI, S. KH., LESS, GY., PEREGI, Zs., FODOR, L., KOLOSZÁR, L., KALMÁR, J., GULÁCSI, Z., CSÁSZÁR, G., SÍKHEGYI, F., AL SHARIEF, K., DALUB, H., AL TAJOURI, A., AL GERBI, A., ABUZED, N., AL SWIH, A. HAMBULA, M. (in press): Geological map of Libya, NG 33-12 (Waw al Kabir), 1:250 000. — Industrial Research Centre, Tripoli
- UNGER Z., SÍKHEGYI F. 2006: A távérzékelés jelentősége földtani térképezésben. — 8. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem.* Csíkszereda, 26-28/10/2006. Abstracts volume. Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 87–88.
- UNGER Z., TIMÁR G. 2006: Morfológiai hasonlóságok szerkezetföldtani jelentősége. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 06-09/04/2006.* Erdélyi Magyar Műszaki Tudományos Társaság, Sepsiszentgyörgy, p. 325.
- UNGER Z., TIMÁR G. 2006: Morfológiai hasonlóságok szerkezetföldtani jelentősége. — In: GEIGER J. (szerk.): *10. Geomatikai Anket, Mórahalom, 18-20/05/2006.* Abstract volume: [http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatikai/szakosztaly/\(2006.VI.08.\)](http://ttkde4.sci.u-szeged.hu/foldtan/geomatikai/szakosztaly/(2006.VI.08.))
- UNGER Z., TIMÁR G., MÁJAI Cs. 2006: A Cukás-hegység az SRTM modellen (Székelyföld az úrból 8. rész). — 8. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem.* Csíkszereda, 26-28/10/2006. Abstracts volume. Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 88–89.
- VAN DESSEL W., POELMANS L., JORDÁN GY. SZILASSI P. CSILLAG G., VAN ROMPAEY A. 2006: Kísérlet területhasználát változás scénáriók készítésére a Pécseyi-medence példáján. — 2. *Magyar Tájökológiai Konferencia, Debrecen, 7-9/04/2006*, p. 87.
- VICZIÁN, I. 2006: Comparison of the main periods of kaolinite formation in Slovakia and Hungary (abstract). — 3rd „*Mineral Sciences in the Carpathians*” International Conference, Miskolc, Hungary, 9-10/03/2006. — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series* 5, p. 129.
- VICZIÁN I. 2006: Magától? A Föld története a Biblia és a tudomány szerint. — *Confessio* 30 (4), pp. 103–111.
- VICZIÁN I. 2006: Magától? A világ kialakulása a Biblia és a tudomány szerint. — *Ökumené: A Keresztény Ökumenikus Baráti Társaság Kiadványa* 2 (61), pp. 21–28.
- VICZIÁN I. 2006: “Pára szállott vala fel a földről” — az ember teremtése és egy sivatagi oázis geológiája. — In: KODÁCSY T. (szerk.): *Kompetencia, kompatibilitás, kooperáció. Jesenius Konferencia 2005.* Magyarországi Református Egyház Kálvin János Kiadója, Budapest, pp. 147–155.
- VICZIÁN, I., DEZSŐ, J., RAUCSIK, B. 2006: Mineralogy of fine-grained sediments related to karst phenomena in Villány Mts., SE Transdanubia, Hungary (abstract). — 4th *Mediterranean Clay Meeting, Ankara, Turkey, 5-10/09/2006*, Abstracts, pp. 134–135.
- VICZIÁN, I., DEZSŐ, J., RAUCSIK, B. 2006: Mineralogy of fine-grained sediments related to karst phenomena in Villány Mts., SE Transdanubia, Hungary. — In: VLAHOVIĆ, I., TIBLJAŠ, D., DURN, G., BIŠEVAC, V. (eds): *3rd Mid-European Clay Conference (MECC 06)*, Opatija, Croatia, 18-22/09/2006, Abstract Book. University of Zagreb, Zagreb, p. 121.
- VRABEC M., FODOR, L. 2006: Late Cenozoic tectonics of Slovenia: Structural styles at the northeastern corner of the Adriatic Microplate. — In: PINTER, N., GRENERCZY, GY., WEBER, J., STEIN, S., MEDAK, D. (eds): *The Adria microplate: GPS Geodesy, Tectonics, and Hazards.* (NATO Science Series, 4; Earth and Environmental Sciences, 61.), Springer, Dordrecht, pp. 151–168.
- ZSÁMBOK I., RAINCSÁKNÉ KOSÁRY Zs. 2006: Budapesti agglomeráció környezetföldtani térképsorozata. — 8. *Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem.* Csíkszereda, 26-28/10/2006. Abstracts volume. Pro Geologia Egyesület Kiadó, Csíkszereda, pp. 93–94.

Kézirat, poszter, előadás

- ALBERT G. 2006: A MÁFI modellezési csoportjainak kapcsolatszerkezete a MÁFI 2006. évi kutatási terve alapján — *Földtani Modellezési Munkacsoport előadói nap, MÁFI, Budapest, 2006. 05. 29.*
- ALBERT G. 2006: Nagy méretarányú 3D földtani modellek — *Földtani Modellezési Munkacsoport előadói nap, MÁFI, Budapest, 2006. 05. 29.*

- ALBERT G. 2006: Nagy méretarányú földtani térképek és alapadataik integrálása térinformatikai rendszerbe, Tapasztalatok a Vértes-Gerecse térképezése kapcsán – *A Földtani Intézet Vitaülései – Földtani térképek vetületi kérdései (múlt), jelen, jövő, MÁFI, Budapest, 2006. 04. 24.*
- ALBERT G., GUSZLEV A.: GEONukleus kezelőprogram alkalmazásterve háromdimenziós földtani modellekhez (*Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszín alatti földtani kutatás*). – *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 16 p.*
- ALBERT G., OROSZ L., GYALOG L. 2006: Bataapáti kutatóvágatok földtani-tektonikai dokumentálása és 3D modelljének előállítás – 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsi-szentgyörgy 2006. 04. 06–09.*
- ALBERT G., OROSZ L., GYALOG L. 2006: Cartographic representation of geological information, observed on tunnel walls and fronts – *5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 13–16/06/2006.*
- ALBERT G.: Dokumentáció a Vértes-Gerecse 1:10 000-es és 1:25 000-es földtani és topográfiai térképsorozatának archiválásáról. – *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 10 p.*
- ANDRÁSSY, L., MAROS, GY., ZILAHÍ-SEBESS, L., MÁTÉ, Z. 2006: Bodai Aleurolit Formáció mélyfúrás-geofizikai értelmezésének fejlesztése ImaGeo-LIPS berendezéssel a Bakonya-5 fúrásban végzett maganalízis alapján. – *Geofizikai-Földtani- Környezetvédelmi Vándorgyűlés és Kiállítás, Zalakaros, 2006. 09. 21–23.*
- Atkins_DHV konzorcium: A Zagyva-Tarna vízgyűjtő-gazdálkodási terv, (Hidrogeológiai szakértő, TÓTH Gy., MÁFI) KvVM <http://www.zt-euvki.hu/work/hu/index.html>
- BABINSZKI, E., MÁRTON, E., MÁRTON, P. & KISS, L. F. 2006: Widespread occurrence of greigite in the fine-grained sediments of Lake Pannon: implications for environment and magnetostratigraphy. – *3rd "Mineral Sciences in the Carpathians" International Conference, Miskolc, Hungary, 9–10/03/2006.*
- BABINSZKI, E., MÁRTON SZALAY, E., MÁRTON, P. & KISS, L. F. 2006: A greigit mágneses azonosításának menetrendje. – *A MTA Geokémiai és Ásvány-kőzettani Tudományos Bizottsága Nanoásványtani Munkabizottságának és a MFT Ásványtangeokémiai Szakosztályának Nanoásványtani Ankétja, Balatonfüred, 2006. 01. 19–20.*
- BADA G., HORVÁTH F., FODOR L., TÓTH T., JÓSVAI J., GRENERCZY GY., RUSZKICZAY-RÜDIGER ZS., SZAFIÁN P., DÖVÉNYI P. 2006: Magyarország fiatal tektonikája komplex adatrendszerek együttes értékelése alapján. – *Geofizikai-Földtani-Környezetvédelmi Vándorgyűlés és Kiállítás, Zalakaros, 2006. 09. 21–23.*
- BADA, G., CLOETHING, S., DÖVÉNYI, P., DUNAI, T., FODOR L., GRENERCZY, GY., HORVÁTH F., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., TIMÁR, G., TÓTH, L., TÓTH, T., WÓRUM, G. 2006: Introduction to the neotectonics of the Pannonian basin: data and model. – *CRONUS-EU summer school, "Applications of Cosmogenic Nuclids to Earth Surface Sciences", Harkány, Hungary, 12–17/06/2006.*
- BADA, G., HORVÁTH, F., CLOETHING, S., FODOR, L., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., DUNAI, T., DOMBRÁDI, E. 2006: Active tectonics and topography development in the Pannonian basin: problems and progress (solicited). – *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 02–07/04/2006.*
- BALLA Z. 2006: Kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezése. Földtanilag alkalmas telephely a Mórággy Gránit Formációban Bataapáti (Üveghuta) –*HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energhordozók nyomában Pannon tájakon, 2006. 08. 23.*
- BALLA Z.: Földtani viszonyok. In: JAKAB A. et al. (további 61 szerző) Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése a Bataapáti térségében tervezett felszín alatti tárolóban. Környezeti hatástanulmány, 4.3.3.1. fejezet. – *Kézirat, ETV-Erőterv, Budapest, RHK-K-105/06.*
- BALLA Z.: Külső természeti erők hatásának vizsgálata a Nagymórággy-völgy vízgyűjtőjében. Kiviteli tanulmány. Jelentés a BE6-391. rendelési számú szerződés 2.3.2.1.1. kódszámú tételének teljesítéséről. – *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1331.*
- BARNA G., CSERNY T., FÓRIZS I. 2006: Balatoni kagylóhéjak (*Unio pictorum* Linné) stabilizotópos vizsgálata. – *48. Hidrobiológus Napok, Európai elvárások és a hazai hidrobiológia, Tihany, 2006. 10. 4–6.*
- BARTHA A. 2006: A talajvizek vízminőségi állapotának felmérése a "EUROPEAID/ 114956/D/SV/ HU2002-000-180-04-01-02-03" Phare projektben: Laboratóriumi módszerek. Kémiai elemzések értékelése minőségügyi szempontból. – *Felszínalatti vizek kémiai állapotfelmérése Magyarországon, PHARE szeminárium, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 03. 23.*
- BARTHA A. 2006: Az analitikai módszerharmonizáció tapasztalatai az európai geológiai intézetek laboratóriumaiiban. – *MTA Geokémiai és Ásványkőzettani Tudományos Bizottsága Környezetgeokémiai Albizottsága „A környezetgeokémia korszerű módszerei 22” c. ankéton, Budapest, 2006. 04. 25.*
- BARTHA A., BOCZ A. 2006: A geo- és fémanalitika helyzete Magyarországon. Az analitikai módszerharmonizáció szükségessége és tapasztalatai nemzetközi kutatási projektek és jártassági vizsgálatok alapján. – *Analitikai Ankét, Magyar Kémikusok Egyesülete, Budapest, 2006. 02. 21–22.*
- BARTHA A.: A vegyész csoport a Tan Rai expedícióban – 2. *Szent György-napi bauxit találkozó, Székesfehérvár, 2006. 04. 24.*
- BECK, M., GILLMANN, A., MURÁTI, J., RISSE, V., SPRING, J., TRAORE, A.: Hydrogéochimie de la plaine de Buix. – *Kézirat, Terepgeológiai jelentés, Université de Neuchâtel, Centre d'Hydrogeology, Svájc, 52 p.*
- BERTALAN É.: Induktív csatolású plazma sugár- és ionforrás alkalmazása a környezetgeokémiai vizsgálatokban. – *MTA Geokémiai és Ásványkőzettani Tudományos Bizottsága Környezetgeokémiai Albizottsága „A környezetgeokémia korszerű módszerei 22” c. ankéton, Budapest, 2006. 04. 25.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: "International Year of Planet Earth" és „CGMW Commission for the Geological Map of the World” – *IUGS Nemzeti Bizottság ülése, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 05. 24.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: év értékelése. – *Évbücsűztató, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 12. 18.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: A Magyar Állami Földtani Intézet 2006. évi kutatási terve. – *MGSZ Földtani Tanács ülése, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 02. 21.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Bevezető. – *Pályázati Ankét, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 02. 20.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Closing words. – *25st Meeting: Committee on Earth Observation Satellites (CEOS) / Working Group on Calibration and Validation (WGCW): Hungarian Activity in Remote Sensing, Budapest, 10/05/2006.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: EuroGeoSurveys (EGS). – *INSPIRE Nyílt Nap, Földmérési és Távérzékelési Intézet, Budapest, 2006. 06. 30.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Köszöntő. – *Intézeti Nap, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 06. 15.*

- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Megnyitó. — *A Föld Napja, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 04. 20.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Megnyitó. — *Emlékezzünk Rónai Andrára születésének századik évfordulóján, emlékülés, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 12. 06.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Megnyitó. — *Felszínalatti vizek kémiai állapotfelmérése Magyarországon, PHARE szeminárium, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 03. 23.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Megnyitó. — *KVIK, XV. Országos Önkormányzati Környezetvédelmi Napok, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 05. 09.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Megnyitó. — *Víztestek munkaértekezlet a KÖVIZIG és a MÁFI szakemberek részére, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 12. 11.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Modellezési programok a Magyar Állami Földtani Intézetben. — *A Földtani Modellezési Munkacsoport előadói napja, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 05. 29.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Opening and overview of Hungarian activity. — *1st Hungarian-Slovakian Joint Technical Meeting of the ENWAT project, Sturovo (Párkány), Szlovákia, 24/10/2006.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: The Geological Institute of Hungary (MÁFI) — Traditions and renewal és Geological organisations of Europe. — *A Szerb Földtani Társulat küldöttségének látogatása, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 2006. 11. 22.*
- BREZSNYÁNSZKY K., OROSZ L., SIKHEGYI F., TURCZI G. 2006: Földtani adatok az INSPIRE rendszerében — *INSPIRE Nyílt Nap, Földmérési és Távérzékelési Intézet, Budapest, 2006. 06. 30.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: A Magyar Állami Földtani Intézet. Feladatok, perspektívák. — *Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági Alapítvány: GEOBÖRZE, ELTE, Budapest, 2006. 05. 11.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: Los proyectos de colaboración UNAM (Universidad Nacional Autónoma de México). — *MÁFI Geociencias, recursos y patrimonio geológicos. — Taller-Seminario Minería Prehispánica y Moderna y su Impacto en el Medio Ambiente y Salud Pública, San Joaquín, Querétaro, México, 19/10/2006.*
- BREZSNYÁNSZKY K., SIKHEGYI F. 2006: Cartography in the Geological Institute of Hungary. Traditions and renewal. — *Leopoldina Meeting. Thematic Mapping in Geosciences - Applications using New Technologies and Media, ELTE, Budapest, 25/05/2006.*
- BREZSNYÁNSZKY K. [Közreműködők GYALOG L., SIKHEGYI F., TURCZI G.] 2006: Magyarország új földtani térképe és annak jelentősége. — *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 2006. 08. 21.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: A Földtani Intézet bemutatkozik. — *Aggteleki Nemzeti Park, Jósavő, 2006. 05. 05.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: A Magyar Állami Földtani Intézet tevékenysége és eredményei 2005-ben. — *Magyar Geológiai Szolgálat Beszámoló, Budapest, 2006. 03. 30.*
- BREZSNYÁNSZKY K. 2006: A Magyar Állami Földtani Intézet tevékenysége és eredményei 2005-ben. — *Magyar Geológiai Szolgálat Földtani Tanács ülése, Budapest, 2006. 06. 08.*
- BREZSNYÁNSZKY K., TURCZI G. 2006: Téradat infrastruktúra-fejlesztés a Magyar Állami Földtani Intézetben. — *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 2006. 04. 07-08.*
- BUDAI T., BREZSNYÁNSZKY K., FODOR L. 2006: Könyv- és térkép-bemutató a Föld Napja alkalmából: FODOR L., BREZSNYÁNSZKY K. (szerk.) 2005: Proceedings of the workshop on "Application of GPS in plate tectonics, in research on fossil energy resources and in earthquake hazard assessment". Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, volume 204. — *MFT Előadóiülés, Budapest, 2006. 04. 21.*
- BUDAI T., CHIKÁN G., CSILLAG G., FODOR L., KOLOSZÁR L., MAGYARI Á., NÉMETH K., PÉCSKAY Z., SELMECZI I.: Magyarázó Püspökszilágy környékének földtani térképéhez. M= 1: 10 000. — *Kézirat, MGSz Adattár, Budapest.*
- BUDAI T., PIROS O., VÖRÖS A. 2006: Az anisusi/ladin határ biosztratigráfiai korrelációja a medencék és platformok területén. — In: PÁLFY J. (szerk): *9. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Ajka, 2006. 05. 18-20.*
- BUDAI T.: Medencék és platformok kialakulása és fejlődése a Bakony középső triász története során. — *Kézirat, Akadémiai doktori értekezés, Országos Földtani Szakkönyvtár, Budapest, 79 p.*
- BUDAI T., PIROS O., VÖRÖS A. 2006: Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). — In: DULIC, I., WAGREICH, M., JOVANOVIĆ, R. (eds): *1st International Workshop „Mesozoic Sediments of Carpatho-Balkanides and Dinarides”, Novi Sad, Serbia & Montenegro, 25-30/05/2006.*
- CHIKÁN G. 2006: A földtani térképezés szerepe egy terület gazdasági értékelésében (A Mecsek új földtani térképe). — *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 2006. 04. 06-09.*
- CHIKÁN, G., BODNÁR, E.: Impact of open-pit gravel mining on the groundwater level of a small region. — *5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 13-16/06/2006.*
- CSÁSZÁR, G. 2006: Submarine to subaerial gaps in the Middle Cretaceous of the Transdanubian Range. — In: DULIC, I., WAGREICH, M., JOVANOVIĆ, R. (eds): *1st International Workshop „Mesozoic Sediments of Carpatho-Balkanides and Dinarides”, Novi Sad, Serbia & Montenegro, 25-30/05/2006.*
- CSERNY T. 2006: A Balaton Régió földtani környezet és a Balaton kialakulása. — *Balaton Partnerségi Program. Vízminőség védelem és természetvédelemmel kapcsolatos együttműködés megalapozása. A fenntartható fejlődés biztosítása, a civil szervezetek és a területfejlesztés szereplői közötti együttműködés növelése érdekében, Keszthely, 2006. 06. 20.*
- CSERNY T. 2006: A Balaton Régió földtani környezete és a tó kialakulása. — *Balaton Partnerségi Program, Csopak, 2006. 10. 03.*
- CSERNY T. 2006: Földtudományi képzés a Nyugat-Magyarországi Egyetemen. Földtan a hazai felsőoktatásban. — *Fórum és terepi bemutató. Telkibánya, 2006. 05. 19-20.*
- CSERNY T., TULLNER T., NAGYNÉ BODOR E. 2006: Az éghajlat változásának tükröződése a Balaton földtani mértékű vízszint ingadozásában. — *Globális klímaváltozás program: A globális klímaváltozással összefüggő hazai hatások és az erre adandó válaszok. KvVM - MTA „VAHAVA” projekt. Poszterek a projekt záró konferenciáján, MTA, Budapest, 2006. 03. 09.*
- CSERNY T., TULLNER T., NAGYNÉ BODOR E. 2006: Földtani módszerek alkalmazása az éghajlat okozta változások kimutatására a Balaton példáján. — *Globális klímaváltozás program: A globális klímaváltozással összefüggő hazai hatások és az erre adandó válaszok. KvVM - MTA „VAHAVA” projekt. Poszterek a projekt záró konferenciáján, MTA, Budapest, 2006. 03. 09.*
- CSERNY T., THAMÓNÉ BOZSÓ, E., KIRÁLY, E., MUSITZ, B., MAROS, GY., KOVÁCS-PÁLFFY, P., BARTHA, A., 2006: Az M3-as autópálya burkolatának környezetföldtani vizsgálata. — *Magyarhoni Földtani Társulat Mérnökgeológiai és környezetföldtani szakosztály előadóiülése, 2006. 04. 24.*

- CSILLAG G., FODOR L., KONRÁD GY. 2006: Szerkezetmorfológiai elemek a Dunántúl domborzatában. — 3. *Magyar Földrajzi Konferencia, MTA, Budapest, 2006. 09. 6–7.*
- CSILLAG G., FODOR L., SELMECZI I. 2006: A Vértes és környéke neogén geomorfológiai fejlődéstörténete. — 3. *Magyar Földrajzi Konferencia, MTA, Budapest, 2006. 09. 6–7.*
- CSILLAG G., JORDÁN G.: A Nyugat-Mecsek és déli előterének reprezentatív geomorfológiai-földtani szelvényeinek kijelölése és DTM feldolgozás. — *Kézirat, Geomorfológiai vizsgálatok a BAF földtani régiójában MÁFI Jelentés, Budapest.*
- DON GY. 2006: Kozmikus eredetű mikroszferula-szintek üledékes kőzetekben és korrelációs jelentőségük. — 8. *Székesföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26–28.*
- DON GY., HORVÁTH I., LIEBE P., PENTELENYI A., SCHAREK P. & TÓTH GY. 2006: Chemical state of the subsurface water body and recharging effort. — *Danube Monitoring Scientific Conference, Mosonmagyaróvár, Hungary, 25–26/05/2006.*
- DON GY., HORVÁTH I., LIEBE P., PENTELENYI A., SCHAREK P., TÓTH GY. 2006: A felszín alatti vizek geokémiai állapota és a vízpótlás lehetőségei, Szigetköz. — 8. *Székesföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26–28.*
- ETV-ERŐTERV Zrt. által vezetett konzorcium, (benne MÁFI Vízföldtani projekt-team: TÓTH GY., HORVÁTH I., MARSÓ K., MURÁTI J.): Kis és közepes radioaktivitású atomerőművi hulladékok végleges elhelyezése a bátaapáti térségben tervezett felszín alatti tárolóban: Környezeti hatástanulmány I. kötet. — *Kézirat, RHK-K-105/06, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Közhasznú Társaság, Budaörs.*
- FEHÉRVÁRI M., VICZIÁN I. 2006: Gyógyiszapok genetikája és kutatásának lehetőségei. Az európai "Clay and Health" projekt. — *MFT Agyagásványtani Szakosztály, Budapest, 2006. 02. 13.*
- FODOR L. 2006: Szerkezetföldtani problémák a libiai térképezésnél. — *MFT-ELTE Földtudományi Intézet előadói ülése, Budapest, 2006. 12. 21.*
- FODOR, L. I. 2006: Tertiary tectonic evolution of the Pannonian-Carpathian-Eastern Alpine domain: A personal view from Pannonia in the light of the terminological question of tectonic units. — 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG)/11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19–22/04/2006.
- FODOR, L., HIPS, K., KOVÁCS, S., PÉRO, Cs., PIROS, O., SIMON, H., VELLEDEITS, F.: Evolution of the Aggtelek platform in the Anisian-Ladinian. Fieldtrip in Aggtelek 19/10/2006– 22/10/2006. — *Manuscript, Geological Institute of Hungary – Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 47 p.*
- FODOR, L., JUHÁSZ, GY., LELKES, GY.: Miocene structural evolution and sedimentation of the Pannonian basin. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Winstar, 96 p.*
- FODOR, L., TURKI, S.E., DALOB, H., GERBI, A. 2006: Geometrical variations of extensional fault-related folds in the southern Sirt Basin, Libya. — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 02–07/04/2006.*
- FÖLDVÁRI M. 2006: Termóanalízis alkalmazása radioaktív hulladéklarakók földtani kutatása során. — *Földvári Aladár Centenárium emlékülés, Debrecen, Akadémiai Bizottság Székháza, 2006. 03. 03.*
- FÖLDVÁRI MÁRIA, KOVÁCS-PÁLFFY PÉTER 2006: Montmorillonit rétegtörés terében lévő egy- és kétértékű kationok termóanalitikai vizsgálata — *Nanoásványtani Anket, Balatonfüred, 2006. 01. 19–20.*
- FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L. 2006: Többszöri talajképződés geokémiai hatásai egy alföldi mintaterületen (Fülöpháza, Duna-Tisza köze). — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 2006. 04. 06–09.*
- FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L., 2006: The "Gyöngyösoroszi pollution" — effects and solutions. — 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 13–16/06/2006.
- FÜGEDI U., POCSAI T., KUTI L., HORVÁTH I., 2006: A talajok meszesedésének okai Közép-Magyarországon. — *Újabb eredmények a szikesedés földtani körülményeiről, MTA TAKI, Budapest, 2006. 11. 08. <http://www.taki.iif.hu/7fuub.pdf>*
- GAÁL G. et al.: A talajvizek vízminőségi állapotának felmérése. — *Kézirat, PHARE projekt, EUROPEAID/114956/D/SV/HU2002-000-180-04-01-02-03, Zárójelentés. KvVM, Budapest.*
- GAÁL G., KAJA J., MEINERT M., GORCZY L., TÓTH GY., HORVÁTH I., SZŐCS T., BARTHA A., GONDÁR K., SZÉKVÖLGYI K., PETHŐ S., DRASKOVITS P., BÁLINT M., DEÁK J., SÜVEGES M. 2006: „A felszín alatti vizek kémiai állapotának felmérése” című PHARE projekt eredményei. — 13. *FAV Konferencia, Balatonfüred, 2006. 03. 29–30.*
- GTK-MÁFI-BRGM-HGN-Smaragd-Elgoscár konzorcium: Chemical Survey of Groundwaters in Hungary, (A talajvizek vízminőségi állapotának felmérése). — *Kézirat, PHARE projekt, EUROPEAID/114956/D/SV/HU2002-000-180-04-01-02-03, Zárójelentés. KvVM, Budapest.*
- GYALOG L., ALBERT G., BALLA Z., DUDKO A., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., MAROS GY.: Az Üveghuta Üh-45 jelű fúrás földtani és tektonikai leírása. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. TEKT. 1253., 62 p.*
- GYALOG L., ALBERT G., BÍRÓ I., BORSODY J., FÜRI J., HALÁSZ A., MAROS GY., MUSITZ B., PALOTÁS K., TÖRÖK P., TRESZNÉ SZABÓ M.: Kiterített földtani-tektonikai palásttérkép a vágatok 0–850 m-es szakaszairól. 1–2. kötet (A bátaapáti hulladéktároló felszín alatti létesítményeinek előkészítési munkái 2006–2008) — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1340.*
- GYALOG L., BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARSÍ I., PEREGI Zs.: Földtani és geomorfológiai térképezés jelentése 1–3. kötet Bátaapáti hulladéktároló felszín alatti létesítményeinek előkészítési munkái 2006–2007 — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. Tekt 1339, 297 p.*
- GYALOG L., BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., KAISER M., KOLOSZÁR L., KOROKNAI B., LANTOS Z., MAGYARI Á., MAROS GY., MARSÍ I., PEREGI Zs.: Bátaapáti hulladéktároló felszín alatti létesítményeinek előkészítési munkái 2006–2007. Földtani és geomorfológiai térképezés jelentése. 1–3. kötet. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1340, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Budaörs, RHK-K-132/06.*
- GYALOG L., BALLA Z., DON GY., DUDKO A., KÓKAI A., MARSÍ I., PALOTÁS K.: Felszín alatti földtani kutatás. Az Üveghuta Üh-42 jelű fúrás földtani és tektonikai leírása. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1252, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Budaörs, RHK-K-015/06. 52 p.*
- GYALOG L., BALLA Z., DON GY., DUDKO A., MAROS GY., ZSÁMBOK I.: Felszín alatti földtani kutatás. Az Üveghuta Üh-39 jelű fúrás földtani és tektonikai leírása. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1251, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Budaörs, RHK-K-014/06. 54 p.*
- GYALOG L., BALLA Z., DUDKO A., GYARMATI P., MAROS GY., MARSÍ I., PALOTÁS K.: Felszín alatti földtani kutatás. Az Üveghuta Üh-43 jelű fúrás földtani és tektonikai leírása. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1281, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Budaörs, RHK-K-063/06.*

- GYALOG L., BALLA Z., DUDKO A., KOROKNAI B., MAROS GY., MARS I.: Felszín alatti földtani kutatás. Az Üveghuta Üh-44 jelű fúrás földtani és tektonikai leírása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1282, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Budaörs, RHK-K-064/06. 68 p.
- GYALOG L., JÁMBOR Á.: Felszín alatti földtani kutatás. A Bátaapáti P1-21 jelű piezométer-fúrások földtani leírása. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1238, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Budaörs, RHK-K-013/06.
- GYALOG L., TURCZI G. 2006: Magyarország fedett földtani térképsorozata, 1:100 000. — 8. *Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy 2006. 04. 06-09.*
- GYALOG L., BREZSNYÁNSZKY, K., MAIGUT, V., SIKHEGYI, F. TURCZI, G. 2006: Data harmonisation in setting up the 1:100 000 geological map series of Hungary. — *5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 13-16/06/2006.*
- GYURICZA GY., SÁSDI L.: Adalékok a Baradla barlang genetikájához. — *Aggteleki Nemzeti Park, Jósvafő, 2006. 05. 05.*
- HERNANDEZ, G., BARTHA, A.: Dispersion de mercurio en suelos y sedimentos. — *Mineria Prehispanica y Moderna y su Impacto en el Medio Ambiente y Salud Publica en San Joaquin Qro., Mexikó, 19/10/2006.*
- HORVÁTH F., VICZIÁN I. 2006: Az ember természetformáló hatása a Fényes-patak és az Áltár-ér Tata alatti szakaszának ártéri területein. — *A Környezettörténet 2006. Konferencia előadásainak összefoglalói, Budapest, 2006. 02. 8-9.*
- HORVÁTH I., TÓTH GY., HORVÁTH Á. 2006: A Bátaapáti felszín alatti vizek radonjáról. — *III. Magyar Radon Fórum, Veszprém, 2006. 04. 26.*
- JOCHÁNE EDELÉNYI E. 2006: A Hévízi-tó kapcsolata a bauxit- és a kőolajkutatással. — *ELTE-MFT közös szakülés Végh Sándorné és Dank Viktor 80. születésnapja alkalmából, ELTE, Budapest, 2006. 12. 21.*
- JOCHÁNE EDELÉNYI E., VISZKOK J.: Déli-Bakony - Zala medence. Regionális karsztvíz és vízminőség figyelő monitoring rendszer kiépítése és üzemeltetése. Jelentés a 2006-ban végzett munkákról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Regionális Hidrogeológia osztály.
- JORDÁN GY., SZILASSI P., VAN ROMPAEY, A., CSILLAG G., VAN DESSEL, W. 2006: Történelmi területhasználtság-változások hatásának modellezése a talajerózióra, valamint üledék- és szennyeződésszállításra vizgyűjtőkben. Esettanulmányok. — *A Környezettörténet 2006. Konferencia előadásainak összefoglalói, Budapest, 2006. 02. 8-9.*
- JORDÁN GY., CSILLAG G., SEBE K. 2006: Digitális terepmodellezés térinformatikai környezetben: morfotektonikai módszerek és alkalmazások. — 3. *Magyar Földrajzi Konferencia, MTA, Budapest, 2006. 09. 6-7.*
- JORDÁN GY., SZILASSI P., VAN ROMPAEY A. W., CSILLAG G. 2006: Mire tanít bennünket a területhasználat történeti változása? A WATEM/SEDEM eróziómodell alkalmazása a Káli-medencében? — *Eróziós kerekasztal Konferencia TAKI, Budapest, 2006. 11. 28.*
- JORDÁN GY., SZÜCS A., QVARFORT U. 2006: Szennyezett területek kockázatelemzése: geokémiai tájékológia módszertani fejlesztése és alkalmazása. Összehasonlító esettanulmányok az Európai Unióban. — „*Napjaink környezeti problémái – globálístól lokálisig*” Sérülékenység és alkalmazkodás Nemzetközi Konferencia Keszthely, 2006. 11. 30 - 12. 01.
- JORDÁN, G. 2006: Contamination Risk Assessment and Modelling. — *Case Studies from Hungary. Invited Lecture, USGS, Denver, USA, 26/05/2006.*
- JORDÁN, G. 2006: Contamination risk assessment of mining waste: Models and proaches. — *Multi-Country workshop on EU legislation and best practices in geology for sustainable use of natural resources, AGENDA, INFRA 23132, Budapest, 14-15/11/2006.*
- JORDÁN, G. 2006: Sediment erosion and transport modelling. — *Development and applications, Invited Lecture, BOKU University, Vienna, 15/04/2006.*
- JORDÁN, G., SZÜCS, A., QVARFORT, U. 2006b: Geochemical landscape analysis: development and application to the risk assessment of contaminated lands. Case studies in Sweden and Hungary. — 2. Magyar Tájékológiai Konferencia, Debrecen, 2006. 04. 7-9.
- JORDÁN, G., VAN ROMPAEY, A., NOTEBAERT, B., BATS, M., SOMODY, A., VAN DESSEL, W. 2006: Optimal land use scenarios for the minimalisation of polluted mining waste export: a case study in the uplands of the Tisza River (Hungary). — *Diffpolmine Conference, Montpellier, France, 2006. 12. 12-13.*
- JUHÁSZ GY. 2006: A pannon képződmények litosztratigráfiája és üledékes rendszerei az újabb szedimentológiai és szekvensztratigráfiai kutatások tükrében. — *MFT ülés, Szeged, 2006. 11. 12.*
- JUHÁSZ, GY.; POGÁCSÁS, GY.; MAGYAR, I. 2006: Integrated stratigraphy and architecture of a back-arc lake-basin – a key to structural evolution in the Pannonian Basin, Hungary. — *17th International Sedimentological Congress ISC, Fukuoka, Japan, 27/08-01/09/2006.*
- KALMÁR J., KUTI L., MÜLLER T., FÜGEDI U., 2006: A MÁFI Agrogeológiai és Környezetföldtani osztályának részjelentése az „Erdészeti beavatkozások fejlesztése az éghajlatváltozás káros hatásainak csökkentése érdekében, a természeti értékek megtartása mellett” című GVOP-AKF pályázati munka földtani kutatásának második szakaszáról. — *Erdészeti Tudományos Intézet (ERTI) Projekt beszámolóülés, Visegrád, 2006. 02. 20-21.*
- KALMÁR J., MÜLLER T. 2006: A Bányavidék (Baia Mare) érces meddőhányói, mint a környezetet befolyásoló és tájalakító objektumok — *Előadás a „Táj és Ember” c. kollokviumon, Tokaj, 2006. 06. 29-30.*
- KALMÁR, I. 2006: Australia, continentul cu fața curată. — *Előadás a „Noi tehnologii în protecția mediului ambiant” c. 2. szimpóziumon, Bistruța-Arcalia, 29-30/10/2006.*
- KERCSMÁR ZS. 2005: A pilisjászfalui Kis-Somlyó-hegy kalcitteleireinek előzetes szerkezetföldtani elemzése. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T 21352, 3 p.
- KERCSMÁR ZS., FODOR L., PÁLFALVI S. 2006: Középső-eocén szerkezetalakulás és medencefejlődés a Dunántúli Paleogén Medence ÉK-i részén (Vértes-hegység). — *MFT előadás, Általános Földtani Szakosztály, Budapest, 2006. 05. 12.*
- KERCSMÁR ZS., FODOR, L., PÁLFALVI, S. 2006: Tectonic control and Basin evolution of the Northern Transdanubian Eocene Basins (Vértes Hills, Central Hungary). — *4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19-22/04/2006.*
- KERCSMÁR ZS.: A Tatabányai Eocén Medence földtani felépítésének és fejlődéstörténetének újabb kutatási eredményei, üledékföldtani és tektono-szedimentológiai vizsgálatok alapján. — *Kézirat*, PhD értekezés, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Budapest
- KÓNYA P. 2006: Phillipsit ikertípusok a hermántói és az uzsai bazalt hólyagüregeiben. — *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 2006. 08. 21-25.*

- KÓNYA P., KOVÁCS-PÁLFFY P., FÖLDVÁRI M., BODORKÓS Zs., KÁKAY-SZABÓ O. 2006: Üregkitöltő, valamint homokos, mészköves és serpentines közetzárványokhoz kapcsolódó ásványok a Bazsi, Prága-hegy bazaltjából (Tátika-csoport, Balaton-felvidék). — *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 2006. 08. 21-25.*
- KOROKNAI, B. 2006: Képlékeny szerkezetalakulás és közetmetamorfózis: a feltárástól a vékonycsiszolatokig. — *A Magyar Állami Földtani Intézet főmunkatársi eljárása során bemutatott előadás, 2006. 05. 09.*
- KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., KOVÁCS-PÁLFFY P. 2006: Borsodi szarmata bentonitlep kutatási eredményei. — *Az MTA Geokémiai és Ásvány-Közzettani Tudományos Bizottsága ülése, MTA Geokémiai Kutatóintézet, Budapest, 2006. 10. 17.*
- KUTI L., 2006: A talajvíz kémiai összetételének változásai egy szikes területen a mélység függvényében. — *Újabb eredmények a szikesedés földtani körülményeiről, MTA TAKI, Budapest, 2006. 11. 08.*
- KUTI L., 2006: Agrogeológiai kutatások mintaterületen. — *MGSZ Beszámolóülés, Budapest, 2006. 01. 12.*
- KUTI L., 2006: Rónai András, a geológus. — *Rónai András emlékezete születésének századik évfordulóján. Emlékezés a Magyar Tudomány Napja 2006. rendezvénysorozat keretében, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 2006. 11. 21.*
- KUTI L., MÜLLER T., 2006: Formațiunile impermeabile ale depozitelor recente din județele Békés și Csongrád (Ungaria de SE). — *Előadás a „Contribuții științifice în tehnologii și echipamente pentru evaluarea și protecția mediului” c. 2. szimpóziumon, Bistrița-Arcalia, 2006. 10. 29-30.*
- KUTI L., VATAI J., POCSAI T., MÜLLER T. 2006: A talajvízminőség változása a klimatikus elemek változásának függvényében. — *Globális klímaváltozás program: A globális klímaváltozással összefüggő hazai hatások és az erre adandó válaszok. KvVM-MTA „VAHAVA” projekt. Poszterek a projekt záró konferenciáján, MTA, Budapest, 2006. 03. 09.*
- KUTI L., VATAI J., POCSAI T., KARIG, G. 2006: The prospects for optimal waste disposal in Hungary. — *5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 2006. 06. 13-16.*
- LANTOS Z. 2006: Az úrkúti Mn-ércesedés regionális meghatározói: áttekintés a liász szerkezetalakulásról. — *2. Úrkút Ankét, MTA GKL, 2006. 01. 12.*
- LELKES, Gy.: Badenian Carbonates in Hungary — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 49 p.*
- MAGYARI, Á. RÁLISCH, E.: Geology of the Igal Area — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 45 p.*
- MAGYARI, Á., KERCSMÁR, Zs., UNGER, Z., THAMÓ-BOZSÓ, E., 2006: Neotectonic Investigations of the Érmellék Region (NE Pannonian Basin, NW Transylvania). — *4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19-22/04/2006.*
- MAGYARI, Á., KERCSMÁR, Zs., UNGER, Z., THAMÓ-BOZSÓ, E., 2006: Neotektonikai vizsgálatok Érmellék területén. — *Előadás a Magyarhoni Földtani Társulat, Általános Földtani Szakosztályának tisztújító közgyűlésén, Budapest, 2006. 05. 12.*
- MAIGUT V. 2006: Adatbázis alapú térképek. — *Beszámoló előadás munkatársi kinevezéshez, MÁFI, Budapest, 2006. 12. 13.*
- MÁJAI Cs., UNGER Z. 2006: A Felső-Nyárádmente geomorfológiai problémái. — *HUNGEO 2006. Magyar földtudományi szakemberek 8. Világtalálkozója. Energiahordozók nyomában Pannon tájakon, Pécs-Zágráb, 2006. 08. 21-25.*
- MAROS Gy.: A Mórággyi Gránit szerkezeti fejlődése az ImaGeo magszkennerrel történt fúrásértékelések alapján — *Kézirat, PhD doktori értekezés, Miskolci Egyetem, Miskolc, 155 p.*
- MAROS, Gy., GRÓF, Gy., GYENIS, Á., PÁSZTOR, Sz., PALOTÁS, K., MUSITZ, B. 2006: A new method in the geologic-tectonic-hydrogeologic documentation of shafts and tunnels. — *4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) / 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (CTS) / 7th Carpathian Tectonic Workshop (GTG), Zakopane, Poland, 19-22/04/2006.*
- MARÓTI É., KALMÁR J. 2006: Palaeoenvironmental reconstitution in Szentendre Area (Hungary), based on the archaeological and geological observations in Ulcisia Castra Roman military camp. — *Előadás a „Contribuții științifice în tehnologii și echipamente pentru evaluarea și protecția mediului” c. 2. szimpóziumon, Bistrița-Arcalia, 29-30/10/2006.*
- MOLNOS I., DEÁK F., JAKAB A., SOMODI G., VÁSÁRHELYI B., BALLA Z., GYALOG L., GULÁCSI Z., MAROS Gy., PALOTÁS K., RÁLISCH E., SZEBÉNYI G.: Térképezési munkák. Jelentés a Bátaapátiban mélyített lejtőszaknak 0-600 fm-es szakaszán elvégzett földtani-tektonikai, geotechnikai és vízföldtani dokumentálási munkákról. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Tekt. 1332, Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht., Budaörs, RHK-K-075/06. 155 p.*
- MURÁTI, J.: Numerical heat transport modeling of the temperature profiles of the Danube river at Paks, Hungary. — *Kézirat, Diplomamunka, Université de Neuchâtel, Centre d'Hydrogeology, Svájc 76 p.*
- NÁDOR A., TURCZI G., TULLNER T. 2006: Constructing the Geological Spatial Infrastructure of the Pannonian Basin. — *Leopoldina Meeting. Thematic Mapping in Geosciences - Applications using. New Technologies and Media, ELTE, Budapest, 25/05/2006.*
- NÁDOR, A., TÓTHNÉ MAKK, Á., THAMÓ-BOZSÓ, E. 2006: Különböző léptékű klímaváltozások hatása folyóvízi rendszerekre: példák a földtörténeti közelmúltból. — *Globális klímaváltozás program: A globális klímaváltozással összefüggő hazai hatások és az erre adandó válaszok. KvVM - MTA „VAHAVA” projekt. Poszterek a projekt záró konferenciáján, MTA, Budapest, 2006. 03. 09.*
- NÉMETH, K. 2006: Lessons for volcanic emergency management from the 2005 Ambae caldera-lake eruption. — *North Island Volcanic Risk Symposium, Palmerston North, NZ, 4/08/2006.*
- NÉMETH, K., CRONIN, S. J. 2006: Intra- and extra-caldera volcanoclastic facies architecture of a frequently active mafic island-arc volcano, Ambrym Island, Vanuatu. — *17th International Sedimentological Congress ISC, Fukuoka, Japan, 27/08-01/09/2006.*
- OROSZ L. 2006: Geological Institute of Hungary — Our role in the Hungarian Spatial Data Infrastructure. — *Földmérési és Távérzékelési Intézet, UNSDI HUCO Kick-off Meeting, Budapest, 28/09/2006.*
- OROSZ L., DÜL B., GERGELY G.: Beszámoló a 8. Bányászati-Kohászati-Földtani Konferenciáról. — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Térképi Adatbázis Osztály, Budapest.*
- OROSZ L., TURCZI G. 2006: INSPIRE — Európai területi információs infrastruktúra. — *Magyar Állami Földtani Intézet, Pályázati Ankét, Budapest, 2006. 02. 20.*
- OROSZ L.: Útjelentés a 12. GI&GIS (Térinformatikai) Műhelykonferenciáról (Innsbruck, 2006. június 20 - június 23.) — *Kézirat, Magyar Állami Földtani Intézet, Térképi Adatbázis Osztály, Budapest.*

- PÁLFALVI, S., FODOR, L., KERCSMÁR, ZS., BÁLDI-BEKE, M., KOLLÁNYI, K., LESS, GY. 2006: Sedimentation pattern, tectonic control, and basin evolution of the northern Transdanubian Eocene basins (Vértes Hills, central Hungary). — *EGU (European Geosciences Union) General Assembly, Vienna, Austria, 02-07/04/2006*.
- PÁSZTOR L., PÁLFALVI I., BOZÁN CS., KÖRÖSPARTI J., SZABÓ J., BAKACSI ZS., KUTI L. 2006: Spatial stochastic modelling of inland inundation hazard. — *9th AGILE Conference on Geographic Information Science. Shaping the future of Geographic Information Science in Europe, Visegrad, Hungary, 20-22/04/2006*.
- PÉTERDI B., HORVÁTH T., SZAKMÁNY, GY. 2006: Petrographical Investigation on Late Copper Age Stone Tools from Balatonöszöd (Temetői Dűlő), Western Hungary. — *ISA 2006 – 36th International Symposium on Archaeometry (ISA), Quebec City, Canada CELAT, Laval University, Quebec 2-6/05/2006*.
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., HORVÁTH I., MARSÓ K., NAGY P., SZŐCS T., TÓTH GY.: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére irányuló program. Felszín alatti földtani kutatás. A 2004-2005. évi felszíni monitoring hálózat vízszint- és vízhozam méréseinek éves jelentése. — *Kézirat, Jelentés a P200B-4-04/04. rendelési számú, SZ 1-2005. számú szerződés 60 300 kódszámú tételének teljesítéséről. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Tekt. 1246, 22. p.*
- ROTÁRNÉ SZALKAI Á., RÓTH L. 2006: Domborzatmodellezés a vízföldtani kutatásokban. — *HUNDEM, „Digitális domborzatmodellezés használata a környezet- és mérnöktudományokban”, Miskolc, 2006. 11. 10.*
- SÁSDI L. 2006: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység édesvízi mészkő előfordulásai. — *Karsztfelődés Konferencia, Szombathely, Berzsényi Dániel Főiskola. 2006. 03. 19-20.*
- SÁSDI L.: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység édesvízi mészkő előfordulásai. — *Kézirat, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat Adattára, 21 p.*
- SÁSDI L.: Az Esztergomi Strázsa-hegy és a Sátorkőpusztai-barlang fejlődéstörténete. — *Kézirat, Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat Adattára, 24 p.*
- SÍKHEGYI F. 2006: A Balaton vízszint változásainak térképi ábrázolása. — *Magyar Hidrológiai Társaság Hidrogeológiai Szakosztálya rendezvénye, Budapest, 2006. 09. 19.*
- SÍKHEGYI F. 2006: Földtani térképezés – ami változott, és ami nem. — *MFT-ELTE Földtudományi Intézet Előadókülés, Budapest, 2006. 12. 21.*
- SOLT P. 2006: A kabai meteorithullás területének reambulációja. — *8. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26-28.*
- SZENDREINÉ KÖRÉN E., KALMÁR J., KUTI L., NEMESKÉRI I., 2006: Erdőtalajok vizgazdálkodása különböző erdőállományok alatt. — *Előadás az „Erdő és Víz” EMT szimpóziumon, Predeal, Románia, 2006. 10. 14-16.*
- SZILASSI P., JORDÁN GY. VAN ROMPAEY, A. W., CSILLAG G. 2006: A területhasználat-változás talajvédelmi problémáinak vizsgálati szintű elemzése a Káli-medence példáján. — *„Nápjaink környezeti problémái – globálitól lokálisig” Sérülékenység és alkalmazkodás Nemzetközi Konferencia Keszthely, 2006. 11. 30-12. 01.*
- SZŐCS T. 2006: Az AquaChem víz-geokémiai szoftver. — *Waterloo Hydrogeologic Inc. (Kanada), a Jakab és Társai Kft. (Magyarország), van Essen Instruments Inc.(Hollandia) által közösen szervezett workshop, MÁFI, Budapest, 2006. 10. 12.*
- SZŐCS T., 2006: Felszín alatti vizek kémiai állapotfelmérése. — *8. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26-28.*
- SZŐCS T., HORVÁTH I., TÓTH GY.: A felszín alatti víz primer geokémiai összetételének értékelése. — *Kézirat, Jelentés a P250B-4-06/06. rendelési számú, Üh-67/2006. számú szerződés FA90107 kódszámú tételének teljesítéséről, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 22 p.*
- SZŐCS, T., TÓTH, GY., HORVÁTH, I. 2006: Modeling stable isotope-pattern for understanding and describing flow systems in the Pannonian basin, Hungary. — *MODFLOW and More 2006: Managing Ground-Water Systems. International Ground Water Modeling Center (IGWMC), Colorado Schools of Mines, USA, 22-24/05/2006.*
- SZURKOS G. – ZSÁMBOK I.: Budapest közmű-geotechnikai térkép-sorozata. — *5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems. Earth and Water, Barcelona, Spain 13-16/06/2006.*
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2006: Budapest környezetföldtani térkép-sorozata: elvek, módszerek és végtermékek a településgeológiában. — *8. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26-28.*
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I. 2006: Budapest közmű-geotechnikai térkép-sorozata. — *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy, 2006. 04. 06-09.*
- SZURKOS G., ZSÁMBOK I.: Budapest környezetföldtani térkép-sorozata: elvek módszerek és végtermékek a településgeológiában. — *Babes-Bolyai Tudomány Egyetem, Kolozsvár, 2006. 10. 25.*
- THAMÓ-BOZSÓ, E. 2006: Application of Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating method. — *Magyar Indiai TÉT találkozó, MÁFI, 2006. 09. 22.*
- THAMÓ-BOZSÓ, E., JUHÁSZ, GY., Ó. KOVÁCS, L. 2006: Origin of sediments transported from different directions into the Lake Pannon during the Late Neogene, based on mineralogical composition of sands and sandstones in the Hungarian Plain. — *3rd “Mineral Sciences in the Carpathians” International Conference, Miskolc, Hungary, 9-10/03/2006.*
- THAMÓ-BOZSÓ, E., MURRAY, A. S., NÁDOR, A., MAGYARI, Á., BABINSZKI, E. 2006: Investigation of river network evolution using luminescence dating and heavy mineral analysis of Late Quaternary fluvial sands from the Great Hungarian Plain. — *Előadás Frechen, M.: Ice Age Earth – Methods Reconstructing Quaternary Climate and Terrestrial Environments c. kurzusán az ELTE Bolyai Kollégium intenzív doktori mesterműhelyében, 24-28/04/2006.*
- THAMÓ-BOZSÓ, E., NÁDOR, A., MAGYARI, Á., BABINSZKI, E. 2006: Optically stimulated luminescence dating of quartz from Late Quaternary sediments in Hungary. — *3rd “Mineral Sciences in the Carpathians” International Conference, Miskolc, Hungary, 9-10/03/2006.*
- TILDY P., FANCSIK T., SÍKHEGYI F., TULLNER T. 2006: Helyi hatások meghatározása az Eurocode 8 alapján. — *Tudomány és Közigazgatás. – A földrengés elleni védekezés, MGSZ, Budapest, 2006. 06. 07.*
- TÓTH GY., EDELENYI E. 2006: A hazai pannon termálvízkészlet fenntartható hasznosítása. — *„Geotermia és Környezetipar a XXI. Században”. Szakkiallítás és Konferencia, Kistelek, 2006. 01. 30-31.*
- TÓTH GY., HORVÁTH I., MURÁTI J., PÁLFI É.: A Paksi Atomerőmű Rt. Üzemi föléltetményeinek területén az altalaj talajmechanikai modellje elkészítéséhez szükséges adatok rendszerezése, feldolgozása és térinformatikai rendszerbe illesztése: A talajvíz áramlási iránya, a talajvíz áramlási jellegzetességeinek jellemzése. —

- Kézirat*, Jelentés, MÁFI: 272-44-312, FTV Rt.: 2623. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- TÓTH GY., MURÁTI J. 2006: A Pannon-medence termálföldtani modellje. — *Előadás a „Geotermikus aktualitások” c. konferencián, Magyar Termálenergia Társaság, Budapest.*
- TÓTH GY., MURÁTI J., SZÖCS T., KATONA G., MARSÓ K., PÁLFI É., TIHANYINÉ SZÉP E.: A felszíni és felszín alatti vizek állapotának vizsgálata. — *Kézirat*, Környezeti tanulmányok előkészítéséhez szükséges vizsgálatok jelentései, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- TÓTH, GY. 2006: EcoHydrogeology. — *International Association of Hydrologic Sciences (IAHS), Karlovy Vary, 9-15/09/2006.*
- TÓTH, GY. 2006: Transboundary aquifers, WFD, GWD, role of the geological surveys (with examples from Middle-Eastern Europe). — *Presentation at “Groundwater experts meeting”, Eurogeosurveys, Brussels, 14/12/2006.*
- TÓTH, GY., MURÁTI, J. 2006: Large scale flow and transport model of the Hungarian (Pannonian) basin (1.0 version). — *A Kárpát-medence ásványvizei 3. nemzetközi tudományos konferencia / Mineral waters in the Carpathian Basin 3th International scientific conference, Csíkszereda, Románia, 27-29/07/2006.*
- TÓTH, GY., MURÁTI, J.: Large scale flow and transport model of the Hungarian (Pannonian) basin (1.0 version). — *Kézirat, A Kárpát-medence Ásványvizei, III. Nemzetközi Tudományos Konferencia, Csíkszereda, (Miercurea Ciuc) Románia.*
- TÓTHNÉ MAKK Á., KERCSMÁR ZS. 2005: A Jászágó-süllyedék negyedidőszak képződményeinek vastagságviszonyai és szerkezetföldtana. — *Kézirat*, Jelentés a Medenceanalízis Osztály 2005-ben elvégzett feladatairól, Országos Földtani Adattár, T 21351, 15 p.
- TULLNER, T., SOLIS, S. 2006: Sistemas de información geográfica aplicada al proyecto. — *Desarrollo de la Minería Prehispánica y Actual y su Impacto en la Salud Pública y Medio Ambiente en San Joaquín, Oro, Queretaro, México, 19/10/2006.*
- TUNGLI GY., CSICSÁK J., ROTÁRNÉ SZALKAI Á.: Kis és közepes radioaktivitású erőművi hulladékok végleges elhelyezése. Radioaktív hulladék-tároló monitorozása, a tervezett bátaapáti hulladéktároló környezeti monitorozásának stratégiai kérdései. — *Kézirat*, Bataatom Kft., Budapest.
- TUNGLI GY., MAGYAR E., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., ORSZÁG J., SIMONCSICS G., TAKÁCS T.: Az atomerőművi kis és közepes aktivitású radioaktív hulladékok végleges elhelyezésére szolgáló tároló létesítési engedélyeztetésével kapcsolatos dokumentációk elkészítése. Hosszú távú monitoring terve. — *Kézirat*, ETV-ERŐTERV Budapest.
- TURCZI G. 2006: Nemzeti riport és beszámoló megtartása. — *„GIC-21” (Geoscience Information Consortium), Warsaw, Poland, 23-27/05/2006..*
- TURCZI G., HAVAS G. 2006: Magyarország 1:100 000-es földtani térképe ESRI környezetben. — *ESRI Magyarország Felhasználói Konferencia, Bourbon Rendezvényház, Budapest, 2006. 09. 14.*
- UNGER Z., SIKHEGYI F. 2006: A távérzékelés jelentősége földtani térképezésben. — *8. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26-28.*
- UNGER Z., TIMÁR G. 2006: Morfológiai hasonlóságok szerkezetföldtani jelentősége. — *8. Bányászati Kohászati Földtani Konferencia, Sepsiszentgyörgy 2006. 04. 06-09*
- UNGER Z., TIMÁR G., MÁJAI CS. 2006: A Cukás-hegység az SRTM modellen (Székelyföld az úrból 8. rész). — *8. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26-28.*
- VAN DESSEL, W., POELMANS, L., JORDÁN GY., SZILASSI P. CSILLAG G., VAN ROMPAEY, A. 2006: Kísérlet területhasználat változás scénáriók készítésére a Pécselyi-medence példáján. — *2. Magyar Tájökológiai Konferencia, Debrecen, 2006. 04. 7-9.*
- VICZIÁN I. 2006: 4th Mediterranean Clay Meeting (MCM), Ankara, Turkey 2006. IX. 5-9. (beszámoló). — *MFT Ásványtan-Geokémiai és Agyagásványtani Szakosztályok, Budapest, 2006. 12. 11.*
- VICZIÁN I. 2006: A Lippmann-féle stabilitási diagramok jelentősége az agyagásványok képződési viszonyainak értelmezésében. — *Földvári Aladár Centenáriumi emlékülés, Debrecen, Akadémiai Bizottság Székháza, 2006. 03. 03.*
- VICZIÁN I. 2006: Az aktualizmus elvének megjelenése a Bibliában. — *MFT Tudománytörténeti Szakosztály, Budapest, 2006. 09. 18.*
- VICZIÁN I. 2006: DK-dunántúli vörös agyagok ásványos összetétele, képződési módja, kora. — *Székyné Fux Vilma emlékülés, Debrecen, 2006. 11. 24.*
- VICZIÁN, I. 2006: Basic ideas of historical geology in the 1st Chapter of the Book of Ecclesiastes. — *Regional Conference of GPSS (John Templeton Foundation, Global Perspectives on Science and Spirituality) and LSI (Metanexus Society, Local Societies Initiative) for Central Europe, Catholic University of Ružomberok, Ružomberok (Rózsahegy, Szlovákia), 22/04/2006.*
- VICZIÁN, I., DEZSŐ, J., RAUCSIK, B. 2006: Mineralogy of fine-grained sediments related to karst phenomena in Villány Mts., SE Transdanubia, Hungary (abstract). — *4th Mediterranean Clay Meeting, Ankara, Turkey, 5-10/09/2006.*
- VICZIÁN, I., DEZSŐ, J., RAUCSIK, B. 2006: Mineralogy of fine-grained sediments related to karst phenomena in Villány Mts., SE Transdanubia, Hungary (abstract). — *3rd Mid-European Clay Conference (MECC 06), Opatija, Croatia, 18-22/09/2006.*
- ZSÁMBOK I., RAINCSÁKNÉ KOSÁRY ZS. 2006: Budapesti agglomeráció környezetföldtani térképsorozata. — *8. Székelyföldi Geológus Találkozó. Geológia és környezetvédelem. Csíkszereda, 2006. 10. 26-28.*

A Medvednica hegység (Horvátország) és Észak-Magyarország paleozoos és mezozoos kishőmérsékletű metamorf képződményeinek összevetése

Comparison of Palaeozoic and Mesozoic very low-grade metamorphic formations in the Medvednica Mts (Croatia) and in North Hungary

RIPSZNÉ JUDIK KATALIN

Magyar Tudományos Akadémia Geokémiai Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi u. 45.

. ———

Tárgyszavak: metamorf fejlődéstörténet, paleozoikum, mezozoikum, korreláció, Medvednica hegység (Horvátország), Bükk hegység, Szendrői-hegység, Upponyi-hegység

Összefoglalás

A Bükk hegység és a Dinaridák paleozoos képződményei közötti hasonlóságra már a 1930-as évek óta számos tanulmány hívta fel a figyelmet (pl. SCHRÉTER 1936, 1943; HERITSCH 1942, 1944; BALOGH 1964). Az elmúlt évtizedekben több, az alpi–dinári–pannon-térség érintkezési zónájában elhelyezkedő, a Periadriai–Balaton- és a Zágráb–Zemplén- vagy Közép-magyarországi-vonal által határolt, ún. Zagorje–Közép-dunántúli-zóna egységeinek párhuzamosításával és szerkezetfejlődésével foglalkozó munka jelent meg (lásd pl. HAAS et al. 2000; TOMLJENOVIC, CSONTOS 2001). Azonban a nagyszerkezeti egységek képződményeinek szisztematikus, metamorf kőzetgenetikai párhuzamosítása, amely az Alpok, a Dinaridák és a Pannon-medence aljzatának ősföldrajzi rekonstrukciójában kulcsfontosságú, mindeztidáig nem történt meg. Ebben a tanulmányban a Zagorje–Közép-dunántúli-zóna egyik legnagyobb horvátországi felszíni előfordulása, a Medvednica, valamint a Szendrői, az Upponyi- és a Bükk hegység paleo–mezozoos képződményeinek metamorf fejlődéstörténeti korrelációjára tesz kísérletet a szerző.

A Medvednica hegység tektonosztratigráfiai egységeinek átalakultsági fokát összevetve a Szendrői, az Upponyi- és a Bükk hegység paleo–mezozoos képződményeinek metamorfózisával megállapíthatjuk, hogy a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatában gyakori üledékes és vulkanoklasztit eredetű kőzetekhez hasonló képződmények a Szendrői- és az Upponyi-hegység területén is gyakoriak. A Medvednica hegység kőzetsorozatának metamorf foka a kőzetek ásványos összetétele, szöveti-szerkezeti jellegei, valamint a szerves és szervetlen „termométerek” és „barométerek” eredményei alapján leginkább a Szendrői-hegység paleozoos összeleteinek átalakultsági fokához hasonlítható. A Medvednica hegység változatos kőzetein meghatározott K/Ar koradatok alapján a paleo–mezozoos sorozatot alpi, kréta korú (közéttípustól függően kb. 110 és 80 M év) metamorfózis érte. Ezt megelőző, variszkuszi termális esemény hatása K/Ar módszerrel nem bizonyítható. A Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatára kapott metamorf K/Ar korokhoz hasonló adatokat határoztak meg ÁRKAI et al. (1995) a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység hasonló üledékképződési korú képződményein.

Keywords: metamorphic evolution, correlation, Medvednica Mts (Croatia), Palaeozoic, Mesozoic, Bükk Mts, Szendrő Mts, Uppony Mts, North Hungary

Abstract

The similarities between Palaeozoic rock series of the Bükk Mts and the Internal Dinarides were recognized in the 1930s (e.g. SCHRÉTER 1936, 1943; HERITSCH 1942, 1944; BALOGH 1964). During the last decades, several papers dealt with the stratigraphy and structural evolution of the triple junction zone of the Alps, the Dinarides and the Pannonian Basin, i.e. the Zagorje–Mid-Transdanubian Zone (ZMTZ) bounded to the north-northwest by the Periadriatic–Balaton Lineament and to the south-southeast by the Zagreb–Zemplin Lineament or the Mid-Hungarian Line (e.g. HAAS et al. 2000; TOMLJENOVIC, CSONTOS 2001). Nevertheless, no systematic metamorphic petrogenetic correlation of these units providing essential data for the palaeogeographic reconstruction of the Alpine–Dinaridic–Pannonian area has been carried out so far. Thus, the aim of this paper was to compare the obtained metamorphic petrological and geochronological data deriving from Palaeozoic and Mesozoic rock series of the Medvednica Mts (Croatia) with the ones published from Palaeozoic and Mesozoic rocks sequences from the Szendrő, Uppony and Bükk Mts (North Hungary – see ÁRKAI 1983).

Comparing the grade of metamorphism in the three tectonostratigraphic units studied in the Medvednica Mts with metamorphic P–T data published from the Szendrő, Uppony and Bükk Mts it was noticed that similar lithotypes (siliciclastic, carbonate and volcanoclastic

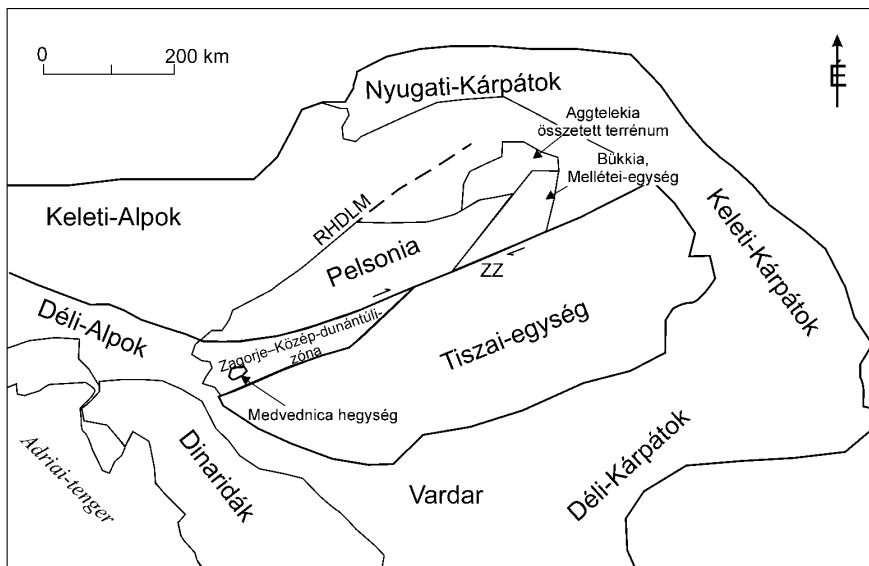
rocks) that were widespread in the Palaeozoic–Mesozoic complex of the Medvednica Mts occurred also in the Szendrő and the Uppony Mts. Metamorphic P–T conditions estimated for the Palaeozoic–Mesozoic complex may have approached the ones published from the Szendrő Mts. K/Ar age data obtained on <2 µm size fractions separated from various rocks types of the Palaeozoic–Mesozoic complex confirmed that the unit was affected by an Alpine (Cretaceous) metamorphism occurred at ca. 110–80 Ma. The role of an eventual Variscan alteration could not be proved by K/Ar method. Age data deriving from the Palaeozoic–Mesozoic complex of the Medvednica Mts overlapped with age values published by ÁRKAI et al. (1995) from the Szendrő, Uppony and Bükk Mts.

Bevezetés

A Bükk hegység és a Belső-Dinaridák képződményeinek hasonlóságával kapcsolatban már az 1930-as évektől kezdődően számos tanulmány jelent meg. A Dinaridák és a Bükk közötti késő-paleozoikumai tengeri összeköttetés lehetőségét SCHRÉTER (1936, 1943) és HERITSCH (1942, 1944) közel egy időben vetették fel. Később SCHRÉTER (1959) és BALOGH (1964), majd PEŠIĆ et al. (1986) fejtették ki a Jadar (Szerbia), a Žažar (Szlovénia) és a Bükk paleozoos képződményeinek fossziliatartalma és fejlődéstörténete közötti hasonlóságot. Az 1960-as évektől kezdődően a kutatók számos mélyfúrási anyagot vizsgáltak meg Magyarország, Horvátország és Szlovénia területéről. Ekkor született meg az „igal-bükkieugeosinklinális” elnevezés (WEIN 1969), mely a Dinaridák és a Bükk között tengeri összeköttetést tételezett fel. Később WEIN (1978) elvetette a Dinaridák és a Bükk közötti közvetlen tengeri kapcsolatot, és LAUBSCHER (1971) modelljéhez hasonlóan a két egység között egy erősen tektonizált,

oldaleltolódásos zónát jelölt meg. Az 1970-es és 1980-as években a kutatók számos olyan tanulmányt közöltek, amelyek azt bizonyították, hogy az Alpok, a Dinaridák és a Pannon-medence érintkezési zónájában található deformált zóna, a Zagorje–Közép-dunántúli-zóna (az elnevezést PAMIĆ, TOMLJENOVIC 1998 vezette be, helyzetét l. az 1. ábrán) a Déli-Alpok és az ÉNy-Dinaridák között helyezkedett el, és jelenlegi szerkezeti helyzetét csak a terciérben érte el. Bár a Zagorje–Közép-dunántúli-zóna felépítésével, a képződmények korrelációjával és szerkezetfejlődésével kapcsolatban az elmúlt évtizedben több összefoglaló tanulmány jelent meg (pl. PAMIĆ, TOMLJENOVIC 1998; HAAS et al. 2000; KOVÁCS et al. 2000; HAAS, KOVÁCS 2001; TOMLJENOVIC, CSONTOS 2001; TOMLJENOVIC 2002; PAMIĆ 2000; PAMIĆ et al. 2002), azonban a Zagorje–Közép-dunántúli-zóna horvátországi részén, felszínen, legnagyobb területen a Medvednica hegységben nyomozható képződmények kishőmérsékletű regionális átalakulása metamorf közettani jellemzésére és az észak-magyarországi hasonló korú és litológiai jellegű összleteket ért nagyon kis fokú metamorfózis össze-

vetésére mindezidáig nem került sor. Ezért ebben a tanulmányban a Zagorje–Közép-dunántúli-zóna egyik legnagyobb horvátországi felszíni előfordulása, a Medvednica, valamint a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység paleozoos és mezozoos képződményeinek metamorf fejlődéstörténeti korrelációját kíséreltem meg. Az összehasonlítás során az észak-magyarországi, az Alcapa nagyszerkezeti egység (CSONTOS et al. 1992, NEUBAUER 1988) részét képező szerkezeti egységek; a Bükkia összetett tektonikai egység (KOVÁCS et al. 2000) és a bizonytalan szerkezeti helyzetű Szendrői- és Upponyi szerkezeti egység (KOVÁCS et al. 2000), korábban együttesen Bükkium (s.l.) képződményei esetében az alábbi szerzők tanulmánya alapján alkalmazott formáció-elnevezéseket és leírásokat használok: KOVÁCS (1989, 1992, 1998), PANTÓ et al. (1990), KUBOVICS et al. (1990), FÜLÖP (1994), HAAS (1994, 1998), CSÁSZÁR (1997), KOVÁCS, HIPS



1. ábra. A Pannon-medence és környezetének egyszerűsített földtani térképe CSÁSZÁR (2005) nyomán

RHDLM = Rába–Hurbanovo–Diósjenő–Lubenik–Margečany-vonal, PB = Periadriai–Balaton-vonal, ZZ = Zágráb–Zemplén-vonal, Aggtelekia összetett terrén: Aggteleki–Bódvai-egység, Tornakápolnai-egység, Martonyi-egység (KOVÁCS et al. 2000),

Figure 1. Simplified geological sketch map of the Pannonian Basin and the surrounding areas. Modified after CSÁSZÁR (2005)

RHDLM = Rába–Hurbanovo–Diósjenő–Lubenik–Margečany, PB = Periadriatic–Balaton, ZZ = Zagreb–Zemplin lineaments, Aggtelekia Composite Terrane: Aggtelek–Bódva nappes, Tornakápolna Unit, Martonyi Unit (KOVÁCS et al. 2000), hegység = Mts, zóna = Zone, e. = Unit, összetett t. = Composite Terrane

(1998), PELIKÁN (2002), KOROKNAI (2004) és LESS et al. (2005).

Módszerek

A dolgozatban összehasonlított szerkezeti egységek képződményeit nagyon kisfokú metamorf átalakulás érte. Ebben a kb. 150–450 °C-os hőmérséklettel és max. 5–7 kbar nyomással jellemezhető tartományban a P és T meghatározására alkalmas ásványok, ásványegyüttesek a leggyakoribb, üledékes eredetű képződményekben általában hiányoznak, így az átalakultsági fok meghatározásához az ásványos összetétel és a szöveti-mikroszerkezeti jellegek vizsgálata mellett filloszilikát „kristályosság” index mérések, szerves anyag termikus érettségi és ásványkémiai vizsgálatok elvégzésére volt szükség. A kőzetátalakulás időbeli elhelyezése K/Ar módszerrel történt. Az alkalmazott módszerek részletes leírását ÁRKAI (1982, 1983), ÁRKAI et al. (1995), JUDIK et al. (2004, 2006) és JUDIK (2007) tartalmazza.

Paleozoos és mezozoos képződmények metamorfózisa Észak-Magyarország területén – irodalmi áttekintés

Az alábbiakban az észak-magyarországi paleo–mezozoos képződmények közül a Szendrői-, az Upponyi-, és a Bükk hegység képződményeinek kishőmérsékletű metamorfózisára vonatkozó irodalmi adatokat ismertetem.

Szendrői-hegység

ÁRKAI (1977) a Szendrői-hegység különböző formációkba sorolt paleozoos képződményeinek petrográfiai, mikroszerkezeti és röntgen-pordiffrakciós vizsgálatát végezte el, melynek célja a kőzeteket ért kishőmérsékletű átalakulás tanulmányozása volt. A kb. négyszáz kőzetminta a területen mélyült földtani alapfúrások mintegy 2100 m hosszú maganyagából származott. A szerző megállapította, hogy a homokos-aleurolitos eredetű kőzetek gyakran palásak, két egymást metsző foliáció figyelhető meg bennük. Az első az eredeti üledékes rétegzéssel párhuzamos, a második metszi azt. Metamorf együtteseket alkotó ásványokként írta le a kvarcot, a plagioklász (albitot), az illit–K-tartalmú világos csillámot, a kloritot és a kalcitot, valamint az egyes mintákban megjelenő paragonitot, epidotot, dolomitot, szideritot, piritet, magnetitet, hematitot és a grafitot. Egyes fillitekben és átkristályosodott mészkövekben kevert szerkezetű agyagásványokat, kaolinitet és montmorillonitot, valamint goethitet határozott meg, melyeket mállás eredményének vagy kishőmérsékletű oldatok utólagos hatásának tulajdonított.

ÁRKAI (1977) szerint a Borsodi Mészkő Formáció (ma Szendrői Mészkő, Bükkhegyi Márvány[?] és Abodi Mészkő Formáció) karbonátos-sziliciklasztos képződményei esetében a teljesközet-mintákból előállított dezori-

entált és orientált felvételeken mért Kübler-indexek és a dezorientált felvételek alapján meghatározott Weber-indexek átlaga az anchi–epizónába sorolható. A 2 µm alatti frakciók Kübler-indexeinek átlaga az epizónába esett (ÁRKAI 1982). A Szendrői Mészkő Formáció változatos képződményeinek teljesközet-mintáin és a <2 µm-es frakciókon mért Kübler- és Weber-indexek epimetamorf átalakulásra utaltak (ÁRKAI 1977, 1982). A Szendrői Mészkő Abodi Mészkő Tagozata (ma Abodi Mészkő Formáció) esetében a teljesközetmintákon meghatározott „kristályosság” indexek anchi–epimetamorf átalakulást jeleztek. A <2 µm-es frakciók Kübler-indexeinek átlaga az epizónára jellemző érték volt. A Szendrői Fillit Formációból vizsgált teljesközetminták és a 2 µm alatti szemcseméret-frakciók Kübler- és Weber-indexei egyaránt epimetamorf átalakulásra utaltak. Az Átmeneti Tagozat (ma a Szendrői Fillit Formáció Meszesi Tagozata) esetében a teljesközetmintákon és a <2 µm-es frakciókon kapott Weber- és Kübler-indexek a Szendrői Fillit Formációra jellemző értékeknél kissé nagyobbak, de szintén epimetamorf átalakulást jeleztek. A Rakacai Márvány Formációból származó mintákat vizsgálva határozta meg ÁRKAI (1977, 1982) a legkisebb, teljesközetmintákon és a <2 µm-es szemcseméret-frakciókon mért Kübler- és Weber-indexeket. Ezek egyértelműen az epizónába sorolhatók. ÁRKAI (1982), valamint ÁRKAI, TÓTH (1983) a Szendrői-hegység egyes kőzettípusain a „kristályosság” indexek mérése mellett az illit–K-tartalmú világos csillám 10 Å körüli reflexióján átlagos, látszólagos krisztallitvastagság- és rácsdeformáció-számításokat is végeztek. Megállapították, hogy a varianciaanalízissel kiszámított doménméret- és rácsdeformáció-értékek a „kristályosság” indexekkel összevethetők és azokkal jó egyezést mutatnak. ÁRKAI (1982) szerint a Szendrői-hegység egyes sziliciklasztos kőzeteiből származó finom diszperz szerves anyag LANDIS (1971) osztályozása alapján a grafit-d₁ „érettségi” állapotba sorolható, mely a pumpellyit–aktinolit és a zöldpala fáciessel párhuzamosítható.

Összefoglalva: ÁRKAI (1977, 1982, 1983) Kübler- és Weber-index mérései, átlagos, látszólagos krisztallitvastagság- és rácsdeformáció-számításai, valamint szerves anyag termikus érettségi vizsgálatai eredményeként kimutatta, hogy a Szendrői-hegység paleozoos kőzetei epimetamorf (zöldpala fáciésű) és nagyhőmérsékletű anchi-metamorf (zöldpala átalakulást szenvedtek. Az átalakulás hőmérséklete 400 °C körüli lehetett, az egyes biotit- és epidot-tartalmú kőzetekben elérhette a 450 °C-ot is. Az illit–K-tartalmú világos csillám barometriához (SASSI 1972; SASSI, SCOLARI 1974) megfelelő ásványegyüttesel jellemezhető finomtörmelikes eredetű kőzeteken mért illit–K-tartalmú világos csillám *b* paraméter értékek a kis- és közepes nyomású zóna határára estek, vagyis a kőzeteket ért becsülhető nyomás 2,5–3 kbar lehetett.

KOROKNAI (2004) a Szendrői-hegység paleozoos képződményeinek tektonometamorf fejlődését tanulmányozva megállapította, hogy az általa vizsgált képződményekben az epidot-zoizit, a biotit és az ércásványok megjelenése az

ÁRKAI (1977, 1982, 1983) által tapasztaltakkal megegyezik; a kőzeteket ért metamorfózis epimetamorf, zöldpala fáciesű lehetett. Mikrotektonikai és terepi megfigyelései alapján számos, a Szendrői-hegység paleozoos képződményeit ért képlékeny deformációs eseményt különített el. Ezek közül az első a rétegzéssel párhuzamos palásság (S_{0-1}) kialakulása volt. Ezt az S_{0-1} palásságot egy F_1 gyűrődés (KÉK–NyDNY-i tengelyiránnyal) érte, melynek eredményeként kialakult az S_2 palásság (főpalásság). A redőződést képlékeny, gyenge, balos komponensű feltolódások és nyírások követték. Ezek a nyírások KOROKNAI (2004) szerint ≥ 300 °C-os hőmérsékleten, a metamorfózis termális csúcsa után következtek be. A szerző szerint az F_1 gyűrődés után egy F_2 gyűrődés is kialakult, melynek eredménye az S_3 krenulációs palásság. A legkésőbbi deformációs esemény következtében meredek tengelyű kink-redők képződtek, de újabb palásság már nem fejlődött ki. KOROKNAI et al. (2000, 2003) és KOROKNAI (2004) az S_2 palássághoz képest posztttektonikus kloritoidot írtak le a Kazincbarcika–1-es fűrés rétegsorából, egy, feltehetően a Szendrői Fillit Formációval párhuzamosítható képződményből. A szerzők szerint a kloritoid képződése az F_1 gyűrődést követően, a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszához köthető. A vizsgált mintában a koegzisztens klorit–kloritoid ásványpárok alapján, a VIDAL et al. (1999) által kidolgozott klorit–kloritoid termométert alkalmazva, majd a számított értékeket korrigálva, a Szendrői-hegység paleozoos képződményeit ért metamorfózis maximális hőmérsékletét kb. 450 °C-ra becsülték, mely ÁRKAI (1977, 1982, 1983) eredményeivel egybeesik.

Upponyi-hegység

ÁRKAI et al. (1981) az Upponyi-hegység változatos litológiai jellegű paleozoos képződményeinek feltárásaiból (Lázberci-víztározó útbevágása stb.) valamint négy mélyfűrés (Dédestapolcsány Dt–5, –8, –9 és Uppony U–10) mintegy 1500 m hosszú maganyagából származó — háromszáz is meghaladó számú — mintán végeztek petrográfiai, mikroszerkezeti és röntgen-pordiffrakciós vizsgálatokat. A szerzők elektron-mikroszondás illit–K-tartalmú világos csillám kémiai összetételi adatokat és vitrinitreflexió-értékeket is publikáltak. A sziliciklasztos kőzetekben detritális fázisként különítették el a kvarcot, a földpátot, az illit–K-tartalmú világos csillámot és a kloritot, valamint az illit–K-tartalmú világos csillám–klorit aggregátumokat. Megfigyelték, hogy a metahomokkövekben gyakori az illit–K-tartalmú világos csillám kvarcsemcsék körüli radiális elrendeződése, mely az anchimetamorf kőzetek jellegzetes szöveti bélyege (KOSSOVSKAYA, SHUTOV 1961). Az agyapalákban azonosítottak egy, az üledékes rétegzéssel feltehetően párhuzamos palásságot és egy, mikroredők kialakulásához köthető krenulációs klivázst. Jellegzetes metamorf ásványegyüttesnek tekintették a kvarcot, az illit–K-tartalmú világos csillámot, a kloritot, a földpátot, a karbonátásványokat, a kloritoidot, a piritet és a hematitot, elkülönítve ezeket a feltehetően a mállás eredményeként létrejött kaolinit, kevert szerkezetű agyagásvány, goethit,

gibbsit és jarosit alkotta együttestől. ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982) megállapították, hogy a Rágyincsvölgyi Kvarchomokkő Formációból leírt kloritoid — szemben NOSKENÉ FAZEKAS (1973) véleményével — nem detritális eredetű, hanem metamorf átkristályosodás eredménye. A kloritoid jellegzetesen a kvarcsemcsék közötti maradék helyeket tölti ki, helyenként euhedrális és poliszintetikus ikres. A kloritoidsemcsék összetétele az elektron-mikroszondás vizsgálatok alapján homogén. WINKLER (1979) szerint a kloritoid az anchizónában is előfordulhat. ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982, 1983) a Tapolcsányi Formációból glaukonit–szeladonitot és sztilpnomelánt is leírtak. Feltételezték, hogy a vulkáni üledékes kőzetben a glaukonit–szeladonit a vulkanit kishőmérsékletű, a metamorfózist megelőző átalakulásának a terméke. A sztilpnomelán a vulkanit alapanyagában, fenokristályok helyén a kalcit és a klorit által kitöltött üregekben is előfordul. A szerzők szerint a sztilpnomelán a glaukonit–szeladonitból alakult ki, és a reakcióban a káliföldpát, a Ca–Mg–Fe–karbonát és a kalcit is részt vett. Véleményük szerint ez az ásványegyüttes az anchizóna közepes hőmérsékletű tartományára jellemző.

ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982) szerint a Tapolcsányi Formációból származó metapelit, metahomokkő, kovapala, karbonátpala, valamint metabazalt és metatufa teljesközet-mintákon mért átlagos Kübler- és Weber-indexek és a <2 μm -es frakción mért Kübler-indexek hasonlóak, és (anchi-)epimetamorf átalakulást jeleztek. A legkisebb teljesközet-mintán meghatározott átlagos Kübler- és Weber-indexek a metabázitok és a metatufák esetében adódtak, melyek az epizónába estek. A Lázberci Formációból (ma Lázberci Formáció, Abodi Mésző Formáció és Dedevári Mésző Formáció[?]) vizsgált változatos szemcseméretű, finomszemcsés sziliciklasztit, metahomokkő, cipollino, mészpala, valamint átkristályosodott mésző és dolomit teljesközet-mintákból készült dezorientált és orientált felvételeken mért Kübler- és Weber-indexek átlaga a <2 μm -es frakciókon meghatározott Kübler-indexekhez hasonlóan az epizónába sorolható. A legkisebb Kübler-indexek a dolomit- és a cipollino-mintáknál adódtak. Az Upponyi Mésző Formáció kristályos mésző teljesközet-mintáira kapott átlagos Kübler- és Weber-indexek az anchizóna és az epizóna határára estek. A <2 μm -es frakciókon mért Kübler-indexek átlaga epimetamorf átalakulást tükrözött. ÁRKAI (1982) és ÁRKAI, TÓTH (1983) az Upponyi-hegységből vizsgált egyes kőzetminták illit–K-tartalmú világos csillám 10° körüli reflexióján meghatározott átlagos, látszólagos krisztallitvastagság (D)- és rácsdeformáció (S)-értékek alapján megállapították, hogy azok a „kristályosság” indexekkel összevethetők. ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982) szerint a Lázberci és a Tapolcsányi Formáció finomszemcsés törmelékes kőzetein és kvarciton mért 5,17% körüli átlagos random vitrinitreflexió-érték jó összhangban áll az anchizóna és az epizóna határához közeli filloszilikát „kristályosság” indexekkel. A szerzők szerint a grafit- d_2 finom diszperz szerves anyag „rendezettségi” állapot a vitrinitreflexió-mérések eredményeivel és a Kübler-indexekkel párhuzamosítható (lásd pl. FREY 1987).

Összefoglalva: ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982, 1983) szerint az Upponyi-hegység paleozoos képződményei anchi–epimetamorf átalakulást szenvedtek, mely kb. 300–350 °C-os hőmérséklettel jellemezhető (lásd pl. WINKLER 1979, ÁRKAI et al. 2004). A szerzők szerint nincs lényeges eltérés a különböző formációkba sorolható mintákon mért „kristályossági” indexek között. Kissé nagyobb értékek adódtak a Lázberci Formáció esetében. Kisebb „kristályossági” indexeket elsősorban a törmelékeny kőzetek; az agyagpalák és metahomokkővek esetében mértek. ÁRKAI et al. (1981) megállapították, hogy az illit–K-tartalmú világos csillám barometriához megfelelő ásványegyüttessel jellemezhető kőzetekre SASSI (1972) és SASSI, SCOLARI (1974) módszerével kapott átlagos b értékek kisnyomású (kb. 2,5 kbar) metamorfózist jeleznek. A szerzők szerint az Upponyi-hegység paleozoos képződményeinek metamorfózisa kisebb hőmérsékletű lehetett, mint a Szendrői-hegység paleozoos sorozatait ért átalakulás.

KOROKNAI (2004) mikrotektonikai és terepi megfigyelései alapján számos, az Upponyi-hegység paleozoos kőzeteit ért képlékeny deformációs eseményt különített el. Ezek közé tartozik a rétegéssel párhuzamos palátság (S_{0-1}). Egy következő deformációs esemény terméke az S_{0-1} palátság ÉK–DNY-i tengelyű redőkbe gyűrődése (F_1) és ennek következtében a redők tengelysíkjaival párhuzamos „főpalátság” (S_2) kialakulása. KOROKNAI (2004) egy gyenge S_3 krenulációs klivázs meglétét is kimutatta. Véleménye szerint az S_3 palátság egy, az F_1 -nél kevésbé intenzív és kisebb hőmérsékletű redőződéshez (F_2) köthető. Kinkredők képződése is megfigyelhető a képlékeny nyírási zónákban, azonban ehhez a deformációs fázishoz palátság kialakulása már nem rendelhető. KOROKNAI et al. (2000, 2001, 2003) és KOROKNAI (2004) az S_2 palátsághoz képest poszttektonikus kloritoidot írtak le a Rágyincsvölgyi Kvarchomokkő Formáció homokkővénel lényegesen sötétebb, deciméteres méretű, lencseszerű kloritoidpala blokkjaiból. A szerzők szerint a kloritoid képződése az F_1 gyűrődést követően, a metamorfózis maximális hőmérsékletű szakaszához köthető. Megállapították, hogy a nagymennyiségű kloritoid megjelenése arra utal, hogy az alpi metamorfózis során az Upponyi-hegység paleozoos képződményeit ért kőzetátalakulás hőmérséklete a 300–350 °C-ot biztosan elérhette, mely összhangban áll ÁRKAI et al. (1981) és ÁRKAI (1982, 1983) megfigyeléseivel.

Bükk hegység

ÁRKAI (1982, 1983) a Bükk hegység területéről gyűjtött kb. kétszáz minta kishőmérsékletű metamorfózist vizsgálta. A paleozoos képződmények közül a Szilvásváradi Formáció Málbéri Agyagpala, Homokkő Tagozatának (ma Szilvásváradi Formáció) sávos aleurit, agyagpala és metahomokkő képződményeit tanulmányozva megállapította, hogy a teljes kőzet-mintákból készült dezorientált preparátumokon mért Weber- és Kübler-indexek átlaga és a <2 μ m-es frakcióból készült orientált diffraktogramokon meghatározott Kübler-indexek az anchizóna és az epizóna

határára estek. A Szilvásváradi Formáció Nagyberenási Agyagpala és Mészke Tagozatából (ma Mályinkai Formáció és a Mályinkai Formáció Kapubérci Tagozata) származó mészke, változó mésztartalmú pala és meszes homokkő teljes kőzet-mintákon mért Weber- és Kübler-indexek és a <2 μ m-es frakciók Kübler-indexei a nagyhőmérsékletű anchizónába sorolhatók. A legkisebb „kristályossági” indexek az agyagos mészpala és mészmárga palák esetében adódtak, melyek az anchizóna és az epizóna határához közeli voltak. A szerző a Szilvásváradi Formáció Csikorgói Agyagpala és Mészke Tagozatának (ma Mályinkai Formáció és a Mályinkai Formáció Csikorgói Tagozata) mészke teljes kőzet-mintáin és a <2 μ m-es frakciókon nagyhőmérsékletű anchizónába sorolható Weber- és Kübler-indexeket határozott meg. A Bükk-szentléleki Formáció (ma Szentléleki Formáció) Szentléleki Tagozatából (ma Farkasnyaki Tagozat) vizsgált változatos színű homokkő, agyagpala, aleuritpala és dolomitos mészke teljes kőzet-minták esetében az átlagos „kristályossági” indexek között kiugróan nagy érték a dolomitos mészkőveknél adódott, mely diagenetikus átalakulásra utalt. Ettől eltekintve a tagozat egyéb kőzettípusaira kapott Weber- és Kübler-indexek meglehetősen hasonlóak és a tagozatra jellemző átlagérték az anchizónába sorolható. A 2 μ m alatti frakción mért Kübler-indexek átlaga szintén a tagozat anchimetamorf átalakulására utalt. A Bálvány–Szedresi Tagozat (ma Garadnavölgyi Tagozat) mészke, agyagmárga és dolomitos, ankerites mészke mintáin meghatározott átlagos Weber- és Kübler-indexek a teljes kőzet dezorientált minták és a <2 μ m-es frakciók esetében is az anchizónába estek. A Nagyvisnyói Formációból származó változatos dolomit, dolomitos agyagpala, dolomitos, agyagos mészke és mészke teljes kőzet-mintákon mért Weber- és Kübler-indexek és a 2 μ m alatti frakciókon kapott Kübler-indexek egyaránt anchimetamorf kőzetátalakulást jeleztek.

ÁRKAI (1982) a Bükk hegység mezozoos sziliciklasztos és karbonátos képződményei közül az Ablakosvölgyi Formáció agyagpala-, mészpala-, márgapala- és mészkőmintáit tanulmányozva megállapította, hogy a karbonátos minták Weber- és Kübler-indexeinek átlaga a dezorientált, teljes kőzet-mintákból készült preparátumok esetében az agyagpalákon mértékekkel közel azonos, és az anchi–epizónába esett. A 2 μ m alatti frakciót vizsgálva azonban a karbonátos kőzetek Kübler-indexeinek átlaga az epizónába, az agyagpalák Kübler-indexeinek átlaga az anchizónába sorolható. A Fehérkői Mészke Formáció egy mintája esetében a szerző a teljes kőzetből készült dezorientált preparátumon az anchizóna és az epizóna határára eső Weber- és Kübler-indexet kapott. A Bükkfennsík Mészke Formáció mészke anyagú teljes kőzet-mintái „kristályossági” indexeinek az átlaga anchi–epimetamorf átalakulásra utalt. A 2 μ m alatti frakciókon mért Kübler-indexek átlaga az epizónára jellemző érték volt. A Répáshutai Mészke Formáció mészke- és mészpalamintáinál nagyon hasonló átlagos Weber- és Kübler-indexek adódtak mind a teljes kőzet-mintákat, mind a szeparált 2 μ m alatti frakciókat vizsgálva, melyek anchi–epizónás átalakulást mutattak. Az üledékes eredetű jura

képződmények közül ÁRKAI (1982) a Kisgyőri Agyagpala Formáció (ma Lökölgyi Pala Formáció) agyagpala-, aleurolitpala-, metahomokkő-, kovapala- és mészkőmintáit tanulmányozta. Megállapította, hogy a pelites kőzetek teljeskörű-mintáin mért Weber- és Kübler-indexek átlaga és a 2 μ m alatti frakciók esetében mért Kübler-indexek diagenetikus–anchimetamorf átalakulásra utaltak. Hasonló értékeket kapott a szerző a metahomokkő-mintákon is. ÁRKAI (1982), valamint ÁRKAI, TÓTH (1983) kimutatták, hogy a Bükk hegység különböző korú és litológiai jellegű kőzettípusai illit–K-tartalmú világos csillám 10 μ m körüli reflexióin meghatározott átlagos, látszólagos krisztallitvastagság- és rácsdeformáció-értékek a „kristályosság” indexekkel párhuzamosíthatók. ÁRKAI (1982) a rétegszilikát-fázisok reakciófejlődési folyamatainak állapota mellett a finomszemcsés sziliklasztos kőzetek finom diszperz szerű anyagának termikus érettségét is meghatározta. Kifejtette, hogy a Bükk hegység paleozoos képződményeiben mért maximális, minimális és random reflexióképesség-értékek (metaantracit stádium) irodalmi adatok alapján a nagyhőmérsékletű anchi–epizónával korrelálhatók, míg a mezozoos kőzetekben mért értékek az anchizónával párhuzamosíthatók.

Összefoglalva: ÁRKAI (1982, 1983) szerint a Bükk hegység paleozoos és mezozoos üledékes eredetű képződményei anchimetamorf átalakulást szenvedtek. Megfigyelte, hogy az általa vizsgált összletek átalakultsági foka északról dél felé a fiatalodással közel párhuzamosan az epizónára jellemző értékektől a diagenetikus–anchizónára jellemző „kristályosság” indexekig csökken. Az illit–K-tartalmú világos csillám barometriához megfelelő ásvány-együttessel jellemezhető kőzetminták (SASSI 1972, SASSI, SCOLARI 1974) átlagos *b* értéke kisnyomású metamorfózist jelez, egyes értékek azonban a közepes nyomású zóna alsó részébe estek.

NÉMETH, MÁDAI (2003, 2004, 2005) a Bükk hegység keleti részén a paleozoos és mezozoos karbonátos kőzetekben tanulmányozható mikroszerkezeti és makroszkópos deformációs jelenségeket vizsgálta. A szerzők megállapították, hogy a hegység keleti részén a szerkezetalakulási események több fázisban zajlottak. Az ún. „főpalásság” (CSONTOS 1999), melyet NÉMETH, MÁDAI (2003, 2004, 2005) az ún. „korai fázis” eredményének tekintett, a Bükk hegység kőzeteiben általánosan észlelhető (CSONTOS 1999). A hegység keleti részén ez a fázis feltehetően az alpi, dinamotermális metamorfózis idejéhez köthető, mely ÁRKAI (1983) eredményeivel egyezően kb. 200–350 °C-os hőmérsékleten ment végbe. A következő deformációs fázis gyenge, képlékeny alakváltozást okozott egyes diszkrét zónákban.

ÁRKAI 1973-ban megjelent tanulmányában a Bükk hegység *mezozoos*, triász vulkáni és vulkanoklasztit-sorozatait vizsgálva megállapította, hogy mind az anisusi–ladin, mind a (ladin–)karni vulkáni–vulkanoklasztit-összletre jellemző ásvány az epidot, az illit–K-tartalmú világos csillám, a kalcit, a klorit, a plagioklász (albit), a kvarc, a hematit és a titanit. A (ladin–)karni sorozatban mindezek

mellett pumpellyit és aktinolit is megjelenik. A kőzetek ásványparagenezise alapján az anisusi–ladin képződményeket ért átalakulást prehnit–pumpellyit–kvarc fáciesűnek (WINKLER 1979) tekintette. A (ladin–)karni metabázitokban a pumpellyit és az aktinolit jelenléte, valamint a prehnit hiánya miatt ÁRKAI (1983) az összletet ért kőzetátalakulást pumpellyit–aktinolit (HASHIMOTO 1966), pumpellyit–aktinolit–klorit, illetve a zöldpala fácies felé átmeneti fáciesűnek (WINKLER 1979) írta le.

ÁRKAI (1982) a KÜBLER (1967, 1968, 1984) által eredetileg finomtörmeléken kőzetekre kidolgozott Kübler-indexeken alapuló zonációt metavulkanitokra és metavulkanoklasztitokra is sikeresen alkalmazta. Az anisusi–ladin Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció metaandezit-, metabazalt- és metatufamintáiból készült dezorientált, teljeskörű-preparátumokon anchizónába eső Weber- és Kübler-indexeket határozott meg. A 2 μ m alatti szemcseméret-frakciókon mért Kübler-indexek szintén anchimetamorf átalakulásra utaltak. Az Óhutai Diabáz Formáció (ma Színvai Metabazalt Formáció) metabazalt, metaandezit és metatufa képződményeinek vizsgálata során a szerző a teljeskörű-minták esetében nagyhőmérsékletű anchizónába eső átlagos Weber- és Kübler-indexekkel számolt. A <2 μ m-es frakciók Kübler-indexeinek átlaga az anchizóna és az epizóna határára jellemző volt. ÁRKAI (1982) az Óhutai Diabáz Formáció Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozatából PELIKÁN [2002] a Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozatot Bagolyhegyi Metariolit Formációként szelvényein még feltünteteti, azonban a formációleírásokban PELIKÁN [2002] és CSÁSZÁR [1997] nem említik meg. LESS et al. [2005] munkájukban Bagolyhegyi Metariolit Formációként ismertetik) is gyűjtött mintákat. A metariolit, metariolittufa és metatufit teljeskörűmintákon mért Weber- és Kübler-indexek átlaga az anchizóna és az epizóna határára esett. Ez az érték a 2 μ m alatti frakciónál az anchizónára volt jellemző. Mindezek alapján ÁRKAI (1982) megállapította, hogy a triász vulkáni és vulkanoklasztit eredetű kőzetösszletek anchi(anchi–epi)metamorf átalakulást szenvedtek. ÁRKAI (1983) a triász metavulkanitok és metavulkanoklasztitok mellett a jura Szarvaskői Gabbró–Diabáz Formáció (ma Szarvaskői Bazalt és Tardosi Gabbró Formáció) kőzeteit is megmintázta. Véleménye szerint a pumpellyit, prehnit, aktinolit, pirofillit, talk, klorit, kvarc és albit ásvány-együttés pumpellyit–prehnit–kvarc fáciesű metamorfózist jelez, és a triász magmatitoknál kisebb hőmérsékletű átalakulásra utal. SADEK GHABRIAL (1996) és SADEK GHABRIAL et al. (1996) a Szarvaskői Komplexum (ma Szarvaskői Bazalt és Tardosi Gabbró Formáció) kőzeteinek lényeges elegyrészein részletes ásványkémiai vizsgálatokat végzett. A szerzők megállapították, hogy a regionális prehnit–pumpellyit fáciesű metamorfózist, mely az azokkal összefogazódó üledékes eredetű kőzetsorozatokban is bizonyítható (diagenetikus–anchimetamorf átalakulás — ÁRKAI 1973, 1982, 1983), egy korábbi, óceánaljzati hidrotermális metamorfózis előzte meg. Az óceánaljzati hidrotermális metamorfózis

eredményeként a bazaltok prehnit–pumpellyit, a diabázok zöldpala, a gabbrók zöldpala–amfibolit fáciesű átalakulást szenvedtek.

Összefoglalva: a fent említettek alapján a Bükk hegység paleozoos és mezozoos üledékes, vulkáni és vulkanoklasztit eredetű képződményei ÁRKAI (1973, 1982, 1983), SADEK GHABRIAL (1996) és SADEK GHABRIAL et al. (1996) szerint regionális anchimetamorf (prehnit–pumpellyit és pumpellyit–aktinolit–zöldpala fáciesű) átalakulást (kb. 200–350 °C) szenvedtek. Az átalakulás kis (–közepes) nyomású (1,5–3 kbar, max. 5 kbar) lehetett. A Szarvaskői Bazalt és a Tardosi Gabbró Formáció a regionális prehnit–pumpellyit fáciesű metamorfózist megelőzően óceánaljzati hidrotermális metamorfózison ment át.

A Medvednica hegység és Észak-Magyarország paleo–mezozoos kishőmérsékletű metamorf képződményeinek összehasonlítása

Ebben a fejezetben a Medvednica hegység (Horvátország) paleozoos és mezozoos, nagyon kisméretű metamorf képződményeit ért kőzetátalakulást hasonlítom össze az észak-magyarországi hasonló üledékes korú kőzetsorozatokat ért metamorfózissal. Az összehasonlítást metamorf kőzettani és geokronológiai adatok alapján végzem el.

Metamorf fejlődéstörténet

A Zagorje–Közép-dunántúli-zónába sorolható Medvednica hegységet felépítő szerkezeti egységek jellemző kőzetsorozatainak leírását PAMIĆ, TOMLJENOVIC (1998) készítette el. A hegység szerkezetfejlődési modelljét TOMLJENOVIC (2002) és TOMLJENOVIC et al. (in press) dol-

gozták ki. A Medvednica hegység tektonosztratigráfiai egységei közül a paleo–mezozoos sorozat, a jura ofiolit mélangé komplexum és a kréta–paleocén sorozat kishőmérsékletű átalakulását JUDIK et al. (2002, 2004, 2005, 2006) és JUDIK (2007) vizsgálta részletesen. Az alábbiakban az egyes egységek képződményeinek nagyon kis fokú metamorfózist a fenti tanulmányokban közölt eredmények alapján hasonlítom össze az É-magyarországi hasonló korú és litológiai jellegű kőzetsorozatok metamorfóziséval. Mivel a paleo–mezozoos sorozaton belül a ĐURDANOVIC (1973) által közölt biosztratigráfiai adatok ellenére az egyes képződmények elkülönítése mindeztáig nem történt meg, és a közölt földtani térképeken a paleo–mezozoos sorozaton belül még a paleozoos és triász képződményeket sem különítették el, az észak-magyarországi egyes paleozoos és mezozoos képződmények metamorfózisának összehasonlítása a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatának metamorfózisára vonatkozó teljes adatsor átlagos értékei alapján történt meg (1. táblázat). Egy esetleges formációnkénti párhuzamosítás nemzetközi együttműködés keretében a jövőben kulcsfontosságú lehet.

A Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatában gyakori sziliciklasztos és karbonátos kőzetekhez, továbbá vulkanoklasztitokhoz hasonló, nem diagnosztikus illit–K-tartalmú világos csillám, klorit, kvarc, plagioklász (albit) és/vagy karbonátásványok (leggyakrabban kalcit), rutil és vas-oxidok, vas-oxi-hidroxidok vagy pirit ásványegyüttesrel rendelkező képződmények mind a Szendrői-, mind az Upponyi-hegységből ismertek. A Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatának finomtörmelékeny eredetű kőzeteiben gyakori paragonit jelenléte a Szendrői-hegység paleozoos kőzeteiben azonban alárendelt, és nem bizonyított az Upponyi-hegység képződményeiben. Különbség továbbá, hogy a Medvednica hegység paleo–mezozoos

1. táblázat. A Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatának kishőmérsékletű metamorfózisa, összehasonlítva a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység paleozoos és mezozoos sorozatainak metamorfózisával ÁRKAI (1973, 1977, 1982, 1983), ÁRKAI et al. (1981, 1995), SADEK GHABRIAL (1996), SADEK GHABRIAL et al. (1996), KOROKNAI (2004), KOROKNAI et al. (2000, 2001, 2003) és JUDIK et al. (2004, 2006) alapján

Table 1. Very low-grade metamorphic evolution of the Palaeozoic–Mesozoic complex of the Medvednica Mts, comparing with the metamorphism affected Palaeozoic and Mesozoic formations in North Hungary after ÁRKAI (1973, 1977, 1982, 1983), ÁRKAI et al. (1981, 1995), Sadek Ghabrial

Paleo-mezozoos sorozatok	Kor	Metamorfózis	Ásványfázisok	Hőmérséklet °C	Nyomás kbar	Metamorfózis kora M év
Medvednica hegység	paleo-mezozoos (szilur-triász)	nagyhőmérsékletű anchimetamorf-epimetamorf, zöldpala fáciesű	paragonit, kloritoid	kb. 300-410	kb. 3,5	kréta (kb. 110 és 80)
Szendrői-hegység	paleozoos (devon-karbon)	epimetamorf, nagyhőmérsékletű anchimetamorf, zöldpala fáciesű	kevés paragonit, biotit, epidot, kloritoid	kb. 400 max. 450	2,5-3	kréta (kb. 150-80)
Upponyi-hegység	paleozoos (ordovicium-karbon)	anchimetamorf (anchi-epimetamorf)	kloritoid	kb. 300-350	kb. 2,5	
Bükk hegység	paleozoos (karbon-perm)	anchimetamorf (É-ről D felé folyamatosan csökken)		kb. 200-350	1,5-3 (max. 5)	
	mezozoos üledékes eredetű kőzetek (triász, jura)					
	mezozoos magmatitok (triász, jura)	prehnit-pumpellyit, pumpellyit-aktinolit és a zöldpala fácies közötti átmeneti	pl. prehnit, pumpellyit, aktinolit			

sorozatából általam vizsgált cipollino-mintákban biotit és epidot nem figyelhető meg, szemben a Szendrői-hegység ÁRKAI (1977, 1982, 1983) és KOROKNAI (2004) által tanulmányozott cipollino-mintáival. TOMLJENOVIC (2002) dolgozatában a Medvednica hegység területéről is említ a Szendrői- és az Upponyi-hegységből ismert kloritoidpalát (ÁRKAI 1982; ÁRKAI et al. 1981; KOROKNAI et al. 2000, 2001, 2003; KOROKNAI 2004).

Ha a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatából vizsgált agyagpala, fillit, metahomokkő, márvány, filloszilikátokban gazdag, sávós márvány- (cipollino-) és metavulkanoklasztit-mintákra kapott hőmérsékletértékek 400–410 °C-os maximumát a Szendrői- és az Upponyi-hegység paleozoos képződményeire számított maximális hőmérsékletadatokkal összevetjük (ÁRKAI 1977, 1982, 1983; ÁRKAI et al. 1981; KOROKNAI 2004) megállapítható, hogy azok az Upponyi-hegység paleozoos képződményeire kapott anchi(–epi)metamorf 300–350 °C-os átalakulási hőmérsékletnél nagyobbak. A paleo–mezozoos sorozat kőzeteire számolt 3,5–4 kbar körüli nyomás az Upponyi-hegység képződményeire jellemző 2,5 kbar körüli értéket (ÁRKAI 1982, ÁRKAI et al. 1981, KOROKNAI 2004) meghaladja. Az epimetamorf (nagyhőmérsékletű anchimetamorf) átalakulást szenvedett Szendrői-hegység paleozoos kőzetei esetében a számított, maximálisan 450 °C-os hőmérséklet a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatára jellemző, maximálisan 400–410 °C-os hőmérséklettel jó egyezést mutat, azonban a Szendrői-hegység kőzeteire számított 2,5–3 kbar körüli nyomás a Medvednica hegységbeli képződményekre kapottaknál kisebb.

A Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatából származó agyagpala, fillit, metahomokkő-, márvány-, cipollino- és metavulkanoklasztit-minták metamorf fejlődéstörténetét a Bükk hegység paleozoos és mezozoos, változatos litológiai jellegű üledékes, illetve vulkanoklasztit eredetű képződményeivel is összehasonlítottam. A paleo–mezozoos sorozatból csak szórványos biosztratigráfiai adatok állnak rendelkezésünkre és a rétegtani felosztás is bizonytalan. Megfigyelhető azonban, hogy a hegység különböző területeiről származó kőzetminták esetében, az alkalmazott vizsgálati módszerekkel, a Bükk hegységben tapasztaltakhoz hasonló tendenciát (északról dél felé haladva, és a fiatalodás irányával párhuzamosan csökkenő átalakultsági fok) — mindezidáig — nem sikerült kimutatni (JUDIK 2007). Lényeges eltérés továbbá, hogy a Bükk hegység triász vulkanit és vulkanoklasztit, metamorf fácies jelzésére alkalmas ásványokat tartalmazó kőzetei (metariolitok, metaandezitek, metabazaltok, metatufák) prehnit–pumpellyit és pumpellyit–aktinolit(–zöldpala) fáciesű regionális metamorfózist szenvedtek (ÁRKAI 1973). A jura metamagmatitok prehnit–pumpellyit fáciesű regionális, és azt megelőzően, kőzettípustól függően maximálisan zöldpala–amfibolit fáciesű óceánaljzati hidrotermális metamorf átalakuláson mentek át (SADEK GHABRIAL 1996, SADEK GHABRIAL et al. 1996). Valódi zöldpala fáciesre jellemző ásványegyüttesrel és szöveti jellegekkel rendelkező kőzeteket a Bükk hegységből nem írtak le, míg a Medved-

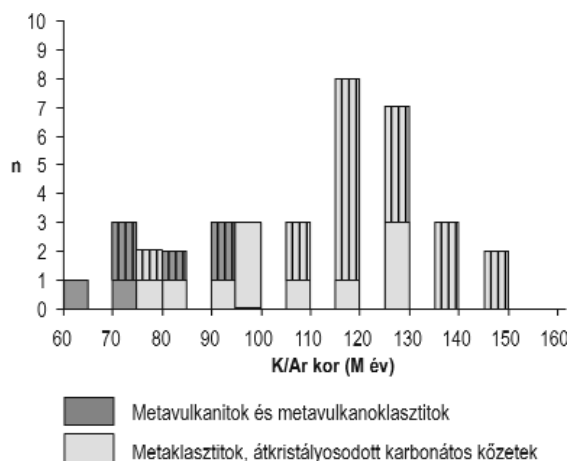
nica hegység paleo–mezozoos sorozatában a zöldpalák és zöldkővek gyakoriak, különböző típusaik a hegység gerincét alkotják. A zöldpalák és zöldkővek protolitjának a kora a Medvednica hegységben kérdéses, feltehetően triász vagy jura magmás működéssel hozható kapcsolatba (lásd pl. BELAK et al. 1995). A Bükk hegységben hiányoznak továbbá a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatában jellegzetes cipollinók is. A Bükk hegység paleo–mezozoos képződményei ÁRKAI (1982, 1983) szerint kis (–közepes) nyomású (1,5–3 kbar, max. 5 kbar) metamorfózist szenvedtek, mely a Medvednica hegységbeli paleo- és mezozoos kőzetekre számított nyomással részben átfed.

Összefoglalva: a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatából vizsgált agyagpala-, fillit-, metahomokkő-, márvány-, cipollino- és metavulkanoklasztit-mintákhoz hasonló kőzetek a Szendrői- és az Upponyi-hegységből egyaránt ismertek. Cipollinót és kloritoidpalát a Bükk hegység területéről az irodalomból nem ismerünk. A Medvednica hegység nagyhőmérsékletű anchi–epimetamorf (kb. 300–410 °C), közepes nyomású (3,5–4 kbar) átalakulást szenvedett paleo–mezozoos sorozatát ért, maximálisan 400–410 °C körüli hőmérsékletértékek a Szendrői-hegység paleozoos kőzetsorozataira jellemző maximális hőmérsékletekhez közeleiek. A nyomásviszonyok az észak-magyarországi paleo–mezozoos kőzetekre jellemzőeket részben meghaladják, a Bükk hegységben mértékekkel azonban részben átfednek. Lényeges különbség, hogy valódi, zöldpala fáciesű ásvány–paragenezissel és szöveti jellegekkel rendelkező kőzeteket a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegységből sem ismerünk.

A Medvednica hegység jura ofiolit mélangé komplexumának és a Szarvaskő környékéről ismert metabázitok feltételezhető rokonságának a lehetőségére már számos tanulmány utalt (lásd pl. PAMIC et al. 2002), azonban a Bükk hegységből származó magmatitok metamorfóziséval (SADEK GHABRIAL 1996, SADEK GHABRIAL et al. 1996) foglalkozó részletes metamorf kőzettani, kőzetgenetikai és geokémiai témájú tanulmányhoz hasonló, átfogó dolgozat a Medvednica hegység jura ofiolit mélangé komplexumáról mindezidáig nem jelent meg. Ennek a tanulmánynak a keretében elsődleges célom a jura ofiolit mélangé komplexum mátrixának metamorf kőzettani szempontú összehasonlítása volt az észak-magyarországi hasonló képződményekkel. Az elvégzett metamorf petrogenetikai vizsgálatok alapján az egységeket alkotó finomszemcsés sziliciklasztos és karbonátos kőzetek egyaránt diagenetikus–anchimetamorf átalakulást szenvedtek. A bükki metamagmatitok és a Medvednica hegység ofiolitömbjeinek az összehasonlítása, valamint a Medvednica hegység kréta–paleocén sorozata esetében az esetleges észak-magyarországi rokonsági kapcsolatok nyomozása további, részletes vizsgálatok elvégzését teszi szükségessé.

A kishőmérsékletű átalakulás kora

A Medvednica hegység paleo–mezozoos metapelite- és márványmintáinak a 2 µm alatti szemcseméret frakcióin meghatározott K/Ar koradatok kb. 79 és 124 millió év



2. ábra. A Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatából és a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység területéről (vonalkázott) származó paleozoos és mezozoos kőzetminták 2 μm alatti szemcseméret-frakcióin meghatározott K/Ar koradatok eloszlása (ÁRKAI et al. 1995, JUDIK et al. 2006)
n = a mért adatok száma

Figure 2. Frequency distribution diagram of K/Ar ages determined on <2 μm grain size fractions of various rock types from the Palaeozoic–Mesozoic complex of the Medvednica Mts and Palaeozoic and Mesozoic formations of the Bükk, the Szendrő and the Uppony Mts (striated) after ÁRKAI et al. (1995) and JUDIK et al. (2006)
n = number of data

között változnak, mely alpi, kréta metamorf esemény hatására utal (JUDIK et al. 2006). Hasonló koradatokat kaptak ÁRKAI et al. (1995) is a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység egyes részéről származó metapelitmintákon (2. ábra), melyek a fenti sorrendet követve 110 ± 5 M év, 124 ± 5 M év, valamint 79 és 133 M év között változtak. A paleo–mezozoos sorozat cipollino-, metavulkanoklasztit- és zöldpalamintái 2 μm alatti frakcióin meghatározott K/Ar korok átlaga kb. 80 M év. Ez az érték a sorozat metapelit- és márványmintáira kapott átlagos K/Ar koradatoknál (kb. 110 M év) lényegesen kisebb. Hasonló jelenséget írtak le ÁRKAI et al. (1995) is a Szendrői- és az Upponyi-hegység cipollino- és metavulkanit-mintáinál, melyet a kis mennyiségű, a metapelitekben és az átkristályosodott karbonátokban rendszerint jelen lévő detritális K-tartalmú világos csillám átörökített izotóp-összetételével magyaráztak. A szerzők a Bükk hegység területéről eltérést mutattak ki az észak-bükki „Parautochton” (CSÁSZÁR 2005) keleti részéről származó és a hegység más részéről vizsgált anchi–epimetamorf mintákon mért K/Ar koradatok között. Az előbbiek 77 és 82 (metaklasztitokon és metavulkanitokon), az utóbbiak 115 és 118 millió év (metapeliteken) között változtak. Ez utóbbi csoport mintáinak 0,6 μm alatti frakcióin meghatározott koradatok 86 és 102 M év közé estek. Hasonló (kb. 76 M év) koradatokat kaptak KOROKNAI et al. (2007) is a Bükk hegység keleti részéről. A K/Ar adatok közötti eltérést ÁRKAI et al. (1995) két lehetséges modellel magyarázták. Az első a „Parautochton” hűléstörténetében bekövetkező regionális eltérés lehetősége, a második a késő-kréta ÉNy–DK-i irányú képlékeny deformáció hatása lehetett.

Összefoglalva: a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatából vizsgált kőzetek a Szendrői-, az Upponyi- és Bükk hegység paleozoos és mezozoos képződményeihez hasonlóan alpi (kréta) regionális metamorfózist szenvedtek. Egy korábbi, pl. variszkuszi termális hatás nyomai a K/Ar kormeghatározás eredményeként sem a Medvednica hegység, sem a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység kőzetsorozatai esetében nem bizonyíthatók (1. táblázat és 2. ábra).

Összefoglalás

Ebben a tanulmányban a Zagorje–Közép-dunántúli-zóna egyik legnagyobb horvátországi felszíni előfordulása, a Medvednica, valamint a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység paleozoos és mezozoos képződményeinek metamorf fejlődéstörténeti korrelációját kíséreltem meg.

A Medvednica hegység tektonosztratigráfiai egységeinek átalakultsági fokát összehasonlítva a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység paleozoos és mezozoos kőzetsorozatainak metamorfóziséval megállapíthatjuk, hogy a Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatában gyakori üledékes és vulkanoklasztit eredetű kőzetekhez hasonló képződmények a Szendrői és az Upponyi-hegység területén is előfordulnak. A Medvednica hegység kőzetösszleteinek metamorf foka a képződmények ásványos összetétele, szöveti-szerkezeti jellegei, valamint a szerves és szervetlen „termométerek” és „barométerek” eredményei alapján leginkább a Szendrői-hegységből ismertekhez hasonlítható (ÁRKAI 1977, 1982; ÁRKAI et al. 1981; JUDIK 2007; JUDIK et al. 2002, 2004, 2005; KOROKNAI 2004; KOROKNAI et al. 2000, 2001, 2003). A Medvednica hegység változatos kőzetein meghatározott K/Ar koradatok alapján a paleo–mezozoos sorozatot alpi, kréta (közéttípustól függően kb. 110 és 80 M év) metamorfózis érte. Egy azt megelőző, variszkuszi termális esemény hatása K/Ar módszerrel nem bizonyítható. A Medvednica hegység paleo–mezozoos sorozatára kapott K/Ar korokhoz hasonló adatokat határoztak meg ÁRKAI et al. (1995) a Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk hegység hasonló üledékes korú képződményein.

A Medvednica hegység jura ofiolit mélangé komplexumának és a kréta–paleocén sorozat képződményeinek az összevetése az észak-magyarországi hasonló korú összletekkel további metamorf kőzettani–kőzetgenetikai vizsgálatok elvégzését teszi szükségessé.

Köszönetnyilvánítás

Ez a dolgozat egy, az MTA Geokémiai Kutatóintézet és a Horvát Tudományos és Művészeti Akadémia között 2001-ben indult, Árkai Péter az MTA rendes tagja, igazgató és a néhai Jakob Pamić akadémikus által vezetett horvát–magyar bilaterális együttműködés keretében született. Az együttműködés témája „A Tiszai egység déli része, valamint a Belső-Dinaridák és a Bükki nagy-

szervezeti egység metamorf fejlődéstörténetének összehasonlító vizsgálata, és a metamorfózis idején elfoglalt relatív helyzetük tanulmányozása paleomágneses módszerrel”. Köszönettel tartozom témavezetőnek, Árkai Péternek a számtalan konzultációért, J. Pamićnak az együttműködés elindításáért és a támogatásáért, valamint dr. D. Balennek, dr. D. Tibljašnak és dr. B. Tomljenovićnak a terepi munkában és az adatok értelmezésében nyújtott segítségéért. Köszönöm dr. Balogh Kadosának a K/Ar

koradatok meghatározását. Köszönöm Tóth M., Sándor M. Cs., Komoróczy O., Szász N., Temervári K., Winkler R., Szentey Zs. és Keresztes N. (MTA Geokémiai Kutatóintézet) segítségét. Szeretném megköszönni dr. Kovács S. és dr. Balla Z. lektori és szerkesztői munkáját. A vizsgálatokhoz támogatást nyújtott Árkai P. T-049454/2005-2008 sz. és Balogh K. M-41434 sz. OTKA pályázata, valamint a Croatian Ministry of Science and Technology által támogatott 0119412 sz. projekt is.

Irodalom – References

- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite-prehnit-quartz fácies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. — *Acta Geologica Scientiarum Hungaricae* 17 (1-3), pp. 67-83.
- ÁRKAI, P. 1977: Low-grade metamorphism of Paleozoic sedimentary formations of the Szendrő Mountains (NE-Hungary). — *Acta Geologica Scientiarum Hungaricae* 21 (1-3), pp. 53-80.
- ÁRKAI, P. 1982: Kezdeti regionális metamorfózis a Bükk, az Upponyi- és a Szendrői-hegység példáján. — *Kézirat, Kandidátusi értekezés*, Budapest.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 26 (1-2), pp. 83-101.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DUNKL, I. 1995: Timing of the low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost Western Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* 84 (2), pp. 334-344.
- ÁRKAI, P., HORVÁTH, Z. A., TÓTH, M. 1981: Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mts., NE-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, biotite and vitrinite reflectance data. — *Acta Geologica Hungarica* 24 (2-4), pp. 265-294.
- ÁRKAI, P., SASSI, F. P., DESMONS, J. 2004: *A systematic nomenclature for metamorphic rocks: Very low- to low-grade metamorphic rocks*. — Recommendations by the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/papers/paper_5.pdf.
- ÁRKAI, P., TÓTH, M. 1983: Illite crystallinity: combined effects of domain size and lattice distortion. — *Acta Geologica Hungarica* 26 (3-4), pp. 341-358.
- BALOGH, K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei (Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 48 (2), pp. 245-719.
- BELAK, M., PAMIĆ, J., KOLAR-JURKOVŠEK T., PÉCSKAY Z., KARAN D. 1995: Alpinski regionalmetamorfni kompleks Medvednica (sjeverozapadna Hrvatska). — *First Croatian Geological Congress, Proceedings* 1, pp. 67-70.
- CSÁSZÁR, G. (szerk.) 1997: *Basic lithostratigraphic units of Hungary*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 114 p.
- CSÁSZÁR, G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana. I. Paleozoikum-Paleogén*. — Eötvös Kiadó, Budapest, 328 p.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. — *Földtani Közlöny* 129 (4), pp. 611-651.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., KOVÁCS, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. — *Tectonophysics* 208 (1-3), pp. 221-241.
- ĐURĐANOVIĆ, Ž. 1973: O paleozoiku i trijasu Medvednice (Zagrebacke gore) i područja Dvora na Uni na temelju konodontata. — *Geološki vjesnik* 25, pp. 29-45.
- FREY, M. (szerk.) 1987: *Low Temperature Metamorphism*. — Blackie and Son Ltd., Glasgow, 347 p.
- HAAS J. 1994: *Magyarország földtana. Mezozoikum*. — Egyetemi jegyzet. Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar, Budapest, 119 p.
- HAAS J. 1998: Az Alföld és Észak-Magyarország felső-kréta képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, pp. 379-388.
- HAAS, J., KOVÁCS, S. 2001: The Dinaridic-Alpine connection — as seen from Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 44 (2-3), pp. 345-362.
- HAAS, J., MIOČ, P., PAMIĆ, J., TOMLJENOVIC, B., ÁRKAI, P., BÉRCZINÉ MAKK, A., KOROKNAI, B., KOVÁCS, S., RÁLISCH-FELGENHAUER, E. 2000: Complex structural pattern of the Alpine Dinaridic-Pannonian triple junction. — *International Journal of Earth Sciences* 89 (2), pp. 377-389.
- HASHIMOTO, M. 1966: On the prehnit-pumpellyit metagraywacke facies. — *Journal of the Geological Society Japan* 72 (5), pp. 253-265.
- HERITSCH, F. 1942: Korallen aus dem Perm des Bükk-Gebirges (Oberungarischen Karpathen). — *Anzeiger der Akademie der Wissenschaften in Wien* 79, pp. 13-15.
- HERITSCH, F. 1944: Permischen Korallen aus dem Bükkgebirge in Ungarn. — *Annales Historico Naturales Musei Naturalis Hungarici* 37, pp. 48-63.
- JUDIK K. 2007: A Medvednica hegység (Horvátország) paleozoos és mezozoos sorozatainak metamorf fejlődéstörténete, összehasonlítva az ÉK-magyarországi hasonló korú képződmények metamorfózisával. — *Kézirat*, PhD értekezés, Budapest.
- JUDIK, K., ÁRKAI, P., HORVÁTH, P., DOBOSI, G., TIBLJAŠ, D., BALEN, D., TOMLJENOVIC, B., PAMIĆ, J. 2004: Diagenesis and low-temperature metamorphism of Mt. Medvednica, Croatia: mineral assemblages and phyllosilicate characteristics. — *Acta Geologica Hungarica* 47 (2-3), pp. 151-176.

- JUDIK, K., BALOGH, K., TIBLJAŠ, D., ÁRKAI, P. 2006: New age data on the low-temperature regional metamorphism of Mt. Medvednica (Croatia). — *Acta Geologica Hungarica* 49 (3), pp. 207–221.
- JUDIK, K., RANTITSCH, G., RAINER, T. M., ÁRKAI, P. 2005: Raman spectroscopic investigations on low-temperature metamorphic rock series from Mt. Medvednica, Croatia. — In: RAITH, J. G. (szerk.): *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, Vereinsjahr 2004 Mineralogy/Petrology 2005 Conference*, p. 56.
- JUDIK, K., TIBLJAŠ, D., BALEN, D., TOMLJENIĆ, B., HORVÁTH, P., PAMIĆ, J., ÁRKAI, P. 2002: New data on the low-temperature metamorphism of Mt. Medvednica and the Slavonian Mts. (Croatia). — *Geological Carpathica* 53 (Special Issue), pp. 1–6.
- KOROKNAI, B. 2004: Tektonometamorf fejlődés az Upponyi és a Szendrői Paleozoikumban. — *Kézirat, PhD értekezés*, Budapest.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., NÉMETH, T. 2000: Chloritoid schists from the Uppony and Szendrő Palaeozoic (NE Hungary): implications for Alpine structural and metamorphic evolution. — *Slovakian Geological Magazine* 6 (2–3), pp. 269–272.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., NÉMETH, T. 2001: Chloritoid schist from the Uppony Mts. (NE Hungary): structural and mineralogical-petrological data on a new occurrence. — *Acta Geologica Hungarica* 44 (1), pp. 47–65.
- KOROKNAI, B., HORVÁTH, P., NÉMETH, T. 2003: Alpine structural and metamorphic evolution in the Uppony and Szendrő Palaeozoic (NE Hungary): sequences from two new chloritoid schist occurrences. — *VIIth Alpine Workshop, Sopron. Annales Universitatis Scientiarum Budapestensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 35, pp. 56–57.
- KOROKNAI, B., ÁRKAI, P., HORVÁTH, P., BALOGH, K. 2007: Anatomy of a transitional brittle-ductile shear zone developed in a low-T meta-andesite tuff: a microstructural, petrological and geochronological case study from the Bükk Mts. (NE Hungary). — *Journal of Structural Geology* DOI: 10.1016/j.jsg.2007.10.007.
- KOSSOVSKAYA, A. G., SHUTOV, V. D. 1961: Korrelacija zon regionalnogo epigenezisa i metagenezisa v terrigennih I vulkanicszkikh porodah (The correlation of zones of regional epigenesis and metagenesis in terrigenous and volcanic rocks). — *Dokladi Akademii Nauk SSSR* 139, pp. 677–680.
- KOVÁCS, S. 1989: Geology of North Hungary: Paleozoic and Mesozoic terranes. — *XXI European Micropaleontological Colloquium Guidebook, 1989. szeptember 4–13.*, pp. 15–36.
- KOVÁCS, S. 1992: Stratigraphy of the Szendrő-Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary). — In: VOZÁR, J. (szerk.): *Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides, Special Volume to Paleozoic Geodynamic Domains*, pp. 93–108.
- KOVÁCS, S. 1998: A Szendrői- és Upponyi-hegység paleozoos képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, pp. 107–117.
- KOVÁCS, S., HIPS, K. 1998: A Bükk- és az Aggtelek-Rudabányai-hegység újpaleozoos képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. Mol Rt. és a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, pp. 149–154.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, GY., CSÁSZÁR, G., NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Pannonian area. — *Acta Geologica Hungarica* 43 (3), pp. 225–329.
- KUBOVICS, I., SZABÓ, CS., HARANGI, SZ., JÓZSA, S. 1990: Petrology and petrochemistry of Mesozoic magmatic suites in Hungary and adjacent areas — an overview. — *Acta Geodetica Geophysica et Montanistica Hungarica* 25 (3–4), pp. 345–371.
- KÜBLER, B. 1967: La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait superieures du métamorphisme. — In: *Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel, Université Neuchâtel, A la Baconnière, Switzerland*, pp. 105–121.
- KÜBLER, B. 1968: Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. — *Bulletin Centre Recherche Pau-SNPA*, 2, pp. 385–397.
- KÜBLER, B. 1984: Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. — In: LAGACHE, M. (szerk.): *Thermométrie et barométrie géologiques. Société de Français Minéralogie et Cristallographie*, Paris, pp. 489–596.
- LANDIS, C.A. 1971: Graphitization of the Dispersed Carbonaceous Material in Metamorphic rocks. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 30 (1), pp. 34–45.
- LAUBSCHER, H. P. 1971: Das Alpen-Dinariden-Problem und die Palinspastic der südlichen Tethys. — *Geologische Rundschau* 60 (3), pp. 813–833.
- LESS, GY., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P., PENTELÉNYI, L., SÁSDI, L. 2005: *A Bükk hegység földtana. Magyarország tájegységei térképsorozata. Magyarázó a Bükk hegység földtani térképéhez*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.
- NÉMETH, N., MÁDAI, F. 2003: Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben I. — *Földtani Közöny* 133 (4), pp. 563–583.
- NÉMETH, N., MÁDAI, F. 2004: Korai fázisú képlékeny deformációs elemek a Bükk hegység keleti részének mészköveiben II. — mikroszerkezeti jellemzők. — *Földtani Közöny* 134 (1), pp. 1–28.
- NÉMETH, N., MÁDAI, F. 2005: Early phase ductile deformation elements in the limestone of the eastern part of the Bükk Mts, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 48 (3), pp. 283–297.
- NEUBAUER, F. 1988: The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 68 (3), pp. 339–349.
- NOSKENÉ FAZEKAS, G. 1973: Mikroszkópos megfigyelések az Upponyi hegység paleozoos rétegösszetételén. — *Fragmenta Mineralogica Palaeontologica* 4, pp. 3–15.
- PAMIĆ, J. 2000: The Sava-Vardar Zone (SVZ). — *Vijesti* 37 (2), pp. 19–22.
- PAMIĆ, J., KOVÁCS, S., VOZÁR, J. 2002: The Internal Dinaridic Fragments into the collage of the Southern Pannonian Basin. — *Geologica Carpathica* 53 (Special Issue), pp. 9–11.
- PAMIĆ, J., TOMLJENIĆ, B. 1998: Basic geologic data from the Croatian part of the Zagorje–Mid-Transdanubian Zone. — *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 389–400.
- PANTÓ, GY., DOWNES, H., ÁRKAI, P., THIRWALL, M.F. 1990: Petrology and geochemistry of Mesozoic igneous rocks, Bükk Mountains, Hungary. — *Lithos* 24 (3), pp. 201–215.
- PELIKÁN, P. 2002: Földtani felépítés, rétegtani áttekintés. — In: BARÁZ, CS. (szerk.): *A Bükk Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek*. Bükk Nemzeti Park Igazgatóság, Eger, pp. 23–51.
- PEŠIĆ, L., RAMOVŠ, A., SREMAC, J., PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S., FILIPOVIĆ, I., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P. 1986: Upper Permian deposits in the Jadar region and their position within the western Paleotethys. — *Memorie della Società Geologica Italiana* 34, pp. 211–219.

- SADEK GHABRIAL, D. 1996: The effect of rock composition (lithofacies) on the indicators of the incipient metamorphism and the correlation of these indicators as exemplified by NE-Hungarian Paleozoic and Mesozoic sequences. — *Kézirat, PhD értekezés*, Budapest.
- SADEK GHABRIAL, D., ÁRKAI, P., NAGY, G. 1996: Alpine polyphase metamorphism of the ophiolitic Szarvaskő Complex, Bükk Mountains, Hungary. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* 37, pp. 99–128.
- SASSI, F. P. 1972: The petrological and geological significance of the b_0 values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to Eastern Alps. — *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 18, pp. 105–113.
- SASSI, F. P., SCOLARI, A. 1974: The b_0 value of the potassic white mica as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45 (2), pp. 143–152.
- SCHRÉTER, Z. 1936: Lyttonia a Bükk hegységből (Lyttonia aus dem Bükk-Gebirge). — *Földtani Közlöny* 66 (1–3), pp. 113–121.
- SCHRÉTER, Z. 1943: A Bükk-hegység geológiája. — *Beszámoló a Magyar Királyi Földtani Intézet Vitaülésének Munkájáról* 5 (7), pp. 378–41.
- SCHRÉTER, Z. 1959: A Bükk hegység tengeri eredetű permi képződményei (Die marinen Permbildungen des Bükk-gebirges). — *Földtani Közlöny* 89 (4), pp. 365–373.
- TOMLJENOVIC, B. 2002: Strukturne značajke Medvednice i Samoborskog gorja. — *Kézirat, PhD értekezés*, Zágrábi Egyetem, Zágráb.
- TOMLJENOVIC, B., CSONTOS, L. 2001: Neogene–Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian Basin (Hrvatsko Zagorje and Karlovac Basins, Croatia). — *International Journal of Earth Sciences* 90 (3), pp. 560–578.
- TOMLJENOVIC, B., CSONTOS, L., MÁRTON, E., MÁRTON, P. (in press): Tectonic evolution of the northwestern Internal Dinarides as constrained by structures and rotation of Medvednica Mts., North Croatia. — *Tectonic Aspects of the Alpine-Carpathian-Dinaride System. Geological Society, London, Special Publication*.
- VIDAL, O., GOFFÉ, B., PARRA, T., BOUSQUET, R. 1999: Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe thermometer and thermodynamic data for daphnite. — *Journal of Metamorphic Geology* 17 (1), pp. 25–39.
- WEIN, GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 13, pp. 399–436.
- WEIN, GY. 1978: A Kárpát-medence alpi tektogenezise. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1976-ról*, pp. 245–256.
- WINKLER, H. G. F. 1979: *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. — Springer, New York, Heidelberg, Berlin, 348 p.

A Bükki-terrénum (É-Magyarország), a Jadari-terrénum (ÉNy-Szerbia) és a Sana–Unai-terrénum (ÉNy-Bosznia) karbon, perm és triász rétegsorainak összehasonlítása

Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Bükk, Jadar and Sana–Una Terrains

PELIKÁN PÁL¹, IVAN FILIPOVIĆ², DIVNA JOVANOVIĆ², MILAN SUDAR³, †LJUBINKO PROTIĆ,
HIPS KINGA⁴, KOVÁCS SÁNDOR⁵, LESS GYÖRGY⁶

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14., e-mail: pelikan@mafi.hu

²Geological Institute of Serbia, Rovinjska St. 12, 11000 Belgrade, Serbia. e-mail: djdivna@gmail.com

³Department of Paleontology, Faculty of Mining & Geology, University of Belgrade Kamenička 6. P.O.Box 227, 11000 Belgrade, Serbia.
e-mail: sudar@eunet.yu

⁴MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c, e-mail: hips@ludens.elte.hu

⁵MTA-ELTE Geológiai Kutatócsoport, 1117 Budapest Pázmány Péter sétány 1/c., e-mail: skovacs@iris.geobio.elte.hu

⁶Miskolci Egyetem Ásványtan- és Földtani Intézet, 3515 Egyetemváros, Miskolc. e-mail: foldlgy@uni-miskolc.hu

Tárgyszavak: összehasonlítás, paleozoos–triász sorozatok, karbon, perm, triász, terrénumok

Összefoglalás

A Bükki-terrénum (É-Magyarország), a Jadari-terrénum (ÉNy-Szerbia) és a Sana–Unai-terrénum (ÉNy-Bosznia) paleozoos és perm–triász sorozatait összehasonlítva számos nyilvánvaló egyezés állapítható meg. Mindhárom terrénum paleozoos és perm–triász sorozatai részben összevethetők a Karni-Alpokkal (Ausztria, Olaszország).

Az alsó-paleozoos sorozat a Bükki-terrénumban az alsó-ordovíciumban (EBNER et al. 1998), a Jadari-terrénumban a középső-devonban kezdődik (FILIPOVIĆ et al. 1975). A Bükki-terrénum és a Jadari-terrénum felső-paleozoos és alsó-mezozoos rétegsorának egyaránt fő jellemzője a tengeri kifejlődésű karbon és perm (a Paleotethysre jellemző karbon fusulinidákkal), a Bobovai Breccsa jelenléte (mint a Tarvisioi Breccsa megfelelője), az üledékfolytonos átmenet a perm-ből az alsó-triászba, az anisusi emeletet kitöltő dolomit (tetején konglomerátummal), ladin korú korai-rift típusú vulkanizmus (porfirit és piroklasztikumok), a középső- és felső-triász platform fáciesű mészkő. A Bükkben a felső-triászban fokozatosan uralomra jutnak a medence kifejlődésű képződmények, rétegsorba illeszthetően alsó-jura képződményeket még nem sikerült bizonyítani. A felső-triász platform és medence kifejlődésű karbonátok bath–callovi tarka radiolarittal, majd az eohellén tektogenezishez köthető disztális flis típusú üledékekkel folytatódnak (CSONTOS et al. 1991). A Jadari-terrénumban a felső-triász platform fokozatos átmenete figyelhető meg a legalsó-liász mészkőbe. Fiatallabb jura képződmények a terrénumtól délre húzódó ofiolitos melanzs komplexumban ismertek.

A terrénumok eredeti helye a Neotethys dinári szegélyén, a ma ÉNy-Boszniában levő Sana–Unai-terrénum közelében volt (PROTIĆ et al. 2000). A Sana–Unai-terrénum relatívan „helyben maradt”, később a külső-dinári takarórendszer legbelső elemévé vált. A Jadari-terrénum a késő-krétában jobbosan keletebbre, a Vardar-zónába tolódott (KARAMATA et al. 1994, KARAMATA, KRSTIĆ 1996), a Bükki-terrénum pedig a (késő-kréta–)kainozoos transzpressziós mozgások következtében került mai helyzetébe, az Alcapa összetett terrénum legdélibb részévé vált (CSONTOS et al. 1992).

Keywords: correlation, Palaeozoic–Triassic series, Carboniferous, Permian, Triassic, Terrains

Abstract

Results of the Hungarian–Serbian cooperation aiming the correlation of Upper Palaeozoic – Triassic series of the Bükk (N Hungary), Jadar (NW Serbia) and Sana–Una (NW Bosnia) terrains are summarised in Hungarian, previously presented in English in PROTIĆ et al. (2000) and in FILIPOVIĆ et al. (2003). Comparison with the classical Upper Palaeozoic sequences of the Carnic Alps (Austria/Italy, previously presented in EBNER et al. 1991, 1998), is also taken into account.

A number of obvious similarities (which represent real peculiarities in the Circum-Pannonian region) can be recognised: marine development of the Late Carboniferous (with typical Palaeotethyan fusulinids) and of the Permian, marine Permian–Triassic passage, etc. From the Middle Permian to the Late Triassic the Jadar Block and Bükkium terraines show a practically identical development: presence of Bobova Breccia (as equivalent of the Tarvisio Breccia) at the base, almost the same Middle Permian to Lower Triassic, Sebesvíz-type conglomerate on top of Anisian platform dolomites, Ladinian early rift type andesitic volcanism, etc. Main characteristics are also correlatable with the Carnic Alps, but with more pronounced local differences.

Palaeogeographically it can be concluded, that the three terraines involved into the present correlation were located originally very close, or even adjacent. The Sana–Una Terrain practically remained *in situ* and became later involved into the Dinaridic nappe system.

From the two other terrain, the original place of which can be postulated somewhere in the position where presently the SW tip of the Tisza Terrain is found, the Jadari Terrain was emplaced before Late Cretaceous into the Vardar Zone (KARAMATA et al. 1994, KARAMATA, KRSTIĆ 1996), whereas the Bükkium Terrain became the southernmost part of the Alcázar composite terrain due to (Late Cretaceous–)Cenozoic strike-slip movements (cf. CSONTOS et al 1992).

Bevezetés

A magyar–szerb együttműködésben elvégzett rétegtani korreláció célja elsősorban a Bükki-terrénum (Bükkium, PELIKÁN 2005; É-Magyarország) és a Jadari-terrénum (Jadari-blokk, PROTIC et al. 2000; ÉNy-Szerbia) paleozoos–triász rétegsorok, azon belül az egyes képződmények összehasonlítása, a hasonlóságok és különbségek megállapítása volt. A vizsgálódásba bevontuk a Jadarihoz közeli, hasonló rétegsorú, de kevésbé ismert Sana–Unai-terrénumot (ÉNy-Bosznia) is. A terrénumokon, mint szerkezeti egységeken belül az eltérő rétegsorokat egységenként, azon belül al-egységenként ismertetjük. A rétegsorokat összevetettük a Karni-Alpok feltárásainak egyidejű képződményeivel. A Bükki-terrénum paleozoos részének korrelációja ez utóbbival már korábban megtörtént (EBNER et al. 1991, 1998). A Jadari- és a Bükki-terrénum paleozoos és perm–triász sorozatának fő jellemzőit angolul már korábban publikáltuk (FILIPOVIĆ et al. 1998, 2003), később a Sana–Unai-terrénummal kiegészítve ismertettük (PROTIC et al. 2000). Jelen tanulmányunkban elsősorban a magyar szakközösséggel szeretnénk megismertetni az együttműködés keretében elvégzett összehasonlító elemzés legfontosabb eredményeit.

A nemzetközi összehasonlítás alapját a Magyar Tudományos Akadémia és a Szerb Tudományos és Művészeti Akadémia közti együttműködési program (5. sz. téma: „Dinári eredetű terrénumok a Pannon-régióban”) képezte. Az egyeztetésben az MTA–ELTE Geológiai Kutatócsoport, a Magyar Állami Földtani Intézet, a Belgrádi Földtani Intézet és a Belgrádi Egyetem kutatói vettek részt.

Földtani áttekintés

A felső-perm Nagyvisnyói Mészkönek megfelelő fácies a Tethys egykori déli peremén végig követhető a Déli-Alpok bellerophonos formáció badiotai fáciesétől a Dinaridákon (žazari rétegek Szlovéniában, bitumenes mészkö ÉNy-Szerbiában), Pakisztánban és Dél-Kínán át Timor-szigetig. Ezt az elterjedést a magyar földtani irodalomban SCHRÉTER (1936, 1959) felvázolta, BALOGH (1964) pedig a karbon és perm sorozatok ősmaradványainak statisztikus egybevetésével részletesen jellemezte. ÉNy-Szerbia és a Bükk felső-perm rétegegyüttese közötti nagy hasonlóságot már SCHRÉTER (1949) felismerte, megemlítve a SIMIĆ (1938) által definiált „Jadari fácies” jelenlétét a Bükk hegységben.

A dinári területéről RAMOVŠ et al. (1986) publikálták először a jadari régió és a Bükk hegység felső-perm üledékei közötti hasonlóságot. Ezzel párhuzamosan PEŠIĆ et al. (1988) a Nyugati-Paleotethys részeként tekintette át a teljes

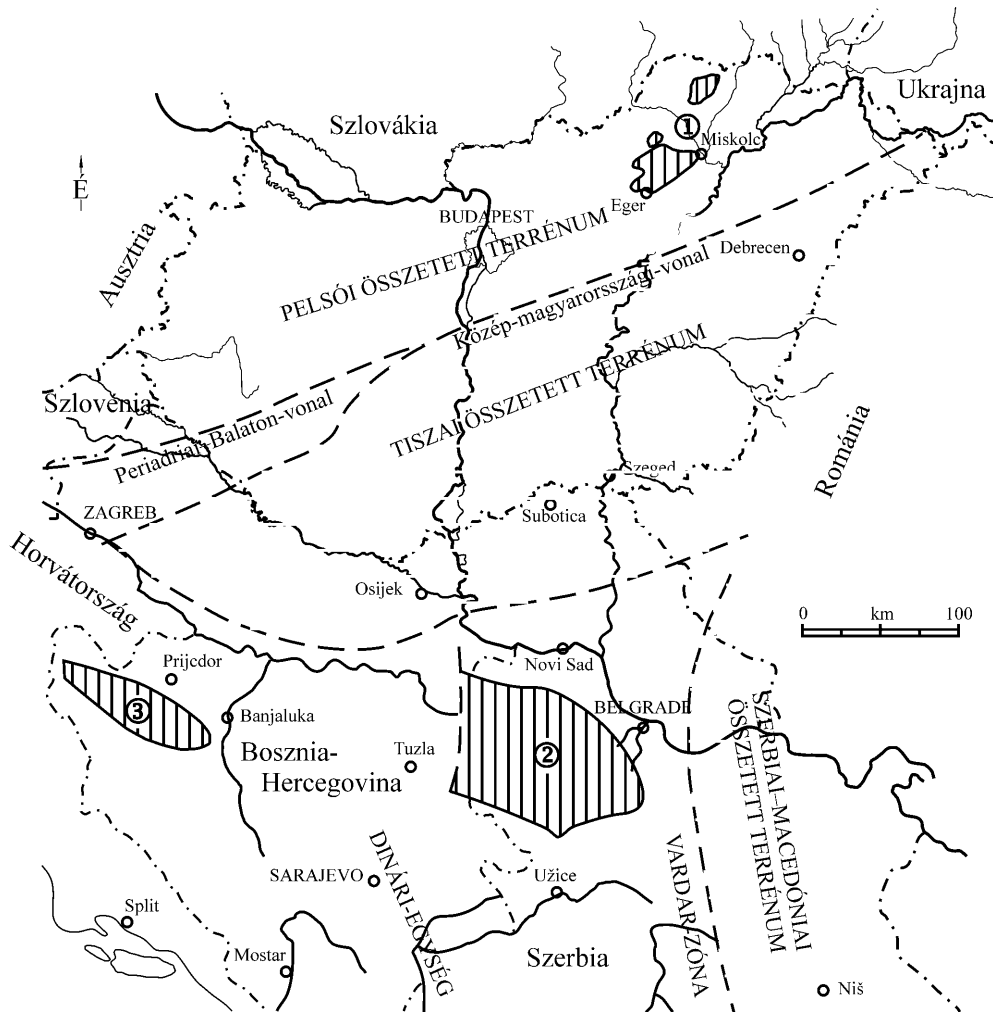
Dinaridák, azon belül a jadari régió felső-perm képződményeinek helyzetét és magyar geológusok közreműködésével hasonlította össze a Bükk hegység megfelelő rétegsorával.

A Bükki-terrénum a Pannon-medence északi részén, a Jadari- és a Sana–Unai-terrénum a déli peremén helyezkedik el. Mostani elkülönült helyzetük ellenére mindkettő olyan kéregtöredék, amely késő-paleozoikumi és kora-mezozoikumi földtani fejlődése nagyon hasonló, sok esetben egyező. Ma ezek elszigetelt geotektonikai egységek a Pelsői összetett terrénumban (Bükki-terrénum), illetve a Vardar összetett terrénumban (Jadari- és Sana–Unai-terrénum (1. ábra) és (késő-kréta–)kainozoos eltolódással kerültek mostani, földtanilag különböző környezetükbe. A Bükki-terrénum felé a kapcsolatot a Zagorje–Közép-dunántúli összetett terrénum eredeti környezetükből kiszakadt egységei alkotják.

A Bükki-terrénum (KOVÁCS et al. 1997 értelmében) a Pelsői összetett terrénum ÉK-i részének déli szejletét alkotja, részei a Bükk, az Upponyi-hegység és a Szendrői-hegység. A korábbi földtani modellek (SCHRÉTER 1943; BALOGH 1964; KOVÁCS, PÉRO 1983; EBNER et al 1991) a Bükk ópaleozoos aljzatának tekintették az Upponyi-hegység karbon, illetve devon rétegsorát, és hozzákapcsolták a hasonló kifejlődésű Szendrői-hegységet is. A nyilvánvaló fácieskapcsolatok ellenére a Bükk az Upponyi-hegységével ellentétes szerkezeti irányítottságot mutat (SCHRÉTER 1943). Ez a tény hangsúlyosabban jelent meg KOVÁCS et al. (2000) terrénum-felosztásában. A részletes földtani térképezés alapján kidolgozott rétegtani-szerkezeti beosztás (PELIKÁN 2005) a két egység közvetlen kapcsolódási lehetőségét kizárja, ugyanis az Upponyi-hegység Lázberci-alegységének dél felé fiataluló devon–karbon rétegsora és a Bükk É-i peremének É felé fiataluló rétegsora közé ékelődik tektonikusan a térség legidősebb képződménye, az ordóvícium–szilur–(devon) korú Tapolcsányi Formáció.

A Bükki-terrénum a középső-miocén előtt került mai helyére. Határait minden irányban paleogén–neogén képződmények fedik, határvonalát csak az upponyi feltolódástól ÉK-re lehet egyértelműen meghatározni, itt az eltolódás–feltolódás jellegű Darnó-zóna mentén érintkezik a Gömörikum–Szilicikum összetett terrénummal. DNy felé ismeretlen módon, nem a Darnó-zóna mentén érintkezik a Dunántúli-középhegységi-egységgel, valamint a szintén dinári–dél-alpi fácieskapcsolatot mutató Közép-dunántúli-egységgel. Délen a Közép-magyarországi-zóna zárja le a Tiszai összetett terrénum felé. Kelet felé a kiterjedése teljesen felderítetlen.

A Bükki-terrénumban variszkuszi tektonometamorf esemény nem bizonyítható, a paleozoos képződmények a középső-kréta idején (átlagban 118 M év) a Szendrői-



1. ábra. A Bükki- (1), a Jadari- (2) és a Sana-Unai-terrénum (3) elhelyezkedése az alp-kárpát-dinári régióban (PROTIĆ et al. 2000 alapján)

Figure 1. The location of the Bükkium (1), the Jadar (2) and the Sana-Una terrains (3) in the Alpine-Carpathian-Dinaric region (after PROTIĆ et al. 2000)

egységben epizonális (350–450 °C és kb. 3 kbar), az Upponyi-egységben anchi- és az epizona határára eső (kb. 300 °C és kb. 2,5 kbar) metamorfózist szenvedtek (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995). Ugyanez jellemző a Bükki-egységre is, bár a metamorfózis foka itt dél-délnyugat felé folyamatosan csökken a közepes diagenetikus zónáig. A diagenetikus zónába tartozik a Nagyvisnyó környéki karbon–perm–alsó-triász rétegegyüttes is (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995).

Valószínűleg képlékeny deformációjuk is ehhez az eseményhez kapcsolódik, amely azonban mind vergenciájában, mind korában eltér a szorosabb értelemben vett Bükk tektonometamorf fejlődésétől (vö. ÁRKAI et al. 1995). A felső-kréta (campani) gosai fáciesű Nekézsenyi Konglomerátum Formáció már posztdatálja az Upponyi-egység fő alpi tektonometamorf eseményét.

Bizonyosan a késő-kréta után kapcsolódott össze a Bükk az Upponyi-hegységgel, mivel ez utóbbi poszttektonikus kréta fedőjéből (Nekézsenyi Konglomerátum) a Bükk törmelékanyaga teljességgel hiányozni látszik (BREZSNYÁNSZKY,

HAAS 1984). Jelentős fejlődéstörténeti különbség, hogy már az ópaleozoikumig lepusztult Upponyi-hegység a kréta végeére szárazföldi eredetű üledékek felhalmozódási területévé vált, a Bükk területén ugyanakkor csak a késő-eocénben kezdődik meg a poszttektonikus fedőüledékek lerakódása.

A Jadari-blokk mint egzotikus terrén a késő-krétában került a Vardar-zónába, három oldalról a Vardar összetett terrén tagjai veszik körül. Délnyugaton a Vardar-zóna egységei fölé tolódott, míg délkeleten a helyzet ezzel ellentétes. Más szegélyek neogén képződményekkel fedettek, ezért az érintkezés nem tanulmányozható, kivéve nyugaton, ahol egy É–D-i irányú törés fogadható el a blokk határáként (KARAMATA et al. 1994).

A Vardar-zónától eltérően a Jadari-terrénumban liásznál fiatalabb képződmények (ofiolitos melanzs és kréta flis-kifejlődések) csak a déli szegélyen fordulnak elő, ultramafitok nem ismeretesek (FILIPOVIĆ 1995).

A Jadari-terrénum paleozoos kőzetei többnyire anchi-zonális átalakulást mutatnak; a mezozoos ofiolit övhöz közeli délnyugati szegélyzóna metamorf értékei a zöld-

palafácies alacsonyhőmérsékletű részébe tartoznak (250–300 °C, 3 kbar, DOBRIĆ et al. 1981). A mezozoos kőzetekre vonatkozóan nincs releváns vizsgálat.

Litosztratigráfia

A következőkben a Bükki-, Jadari-, Sana–Unai-terrénum paleozoos–triász formációinak fő litológiai jellemzőit mutatjuk be, a fejlődéstörténetben levő számos hasonlóság megerősíti a szoros ősföldrajzi kapcsolatot.

Bükki-terrénum

A terrénum Bükki-, Upponyi- és Szendrői-egységre osztható.

Bükki-egység

A Bükki-egységet paleozoos és perm–triász sorozatok építik fel. A paleozoos sorozatban alsó- és felső-paleozoos sorozat különíthető el.

Alsó-paleozoos sorozat. A Bükk karbonban kezdődő folyamatos rétegsorának legidősebb egysége a hozzávetőleg 600 m vastag Zobóhegyesei Formáció. Pelágikus medencében lerakódott fekete, mállottan szürkészöld vagy sárga, agyagos és finomhomokos aleurolit, valamint szürke, mállottan barna homokkő rétegszerű, néhol pados–vastagpados váltakozása építi fel, melybe 10–40 m vastagságban, a Mártuskői Mészke Tagozat sötétszürke mészkőtestjei iktatódnak. Crinoidea-töredékeken kívül ősmaradvány nem ismert belőle. Kora bizonytalan, feltételezhetően baskír, mivel jelentős litológiai és szedimentológiai hasonlóság mutatkozik a késő-viséi–kora-baskír Lázberci Formációval.

Fölötte a fliskifejlődésű Szilvásváradai Formáció nagyvastagságú (valószínűleg 1 kilométert meghaladó), egyes szakaszaiban turbidit jellegű üledéksorozata települ. A formáció anyaga uralkodóan sötétszürke, fekete, mállottan zöldesszürke, zöldesbarna színű palás aleurolit, jól rétegzett, gyakran gradált homokkőrétegeket is tartalmaz, ezek a formáció felső részén aprókavicsos homokkőbe mennek át. Ősmaradvány ezidáig nem került elő belőle, kora települési helyzete alapján késő-baskír–kora-moszkvai.

Felső-paleozoos sorozat. A flisre látszólag folytonosan következik a sekélytengeri kifejlődésű, hozzávetőlegesen 400 m vastagságú, sötétszürke–fekete agyagkő, aleurolit- finomhomokkő- és mészkőrétegek, -testek váltakozásából felépülő Mályinkai Formáció. A Kapubérci Tagozat alsó mészkőszintje (Kapu-bérc–Taró-fő vonulat) ősmaradványokban gazdag (mészalgák: *Anthracoporella spectabilis*, *Dvinella comata*, *Ivanovia* sp.; Fusulinidák: *Fusulina elegans*, *F. distenta*, *F. kamensis*, *Fusulinella bocki*, *Fn. colaniae*, *Fn. pseudobocki*, *Fn. schwagerinoides adjunctus*, *Fn. schwagerinoides swagerinoides*, *Ozawainella angulata*, *Pseudostaffella larionovae*, *Ps. umbilicata*; Tabulata, Rugosa és Chaetetida korallak; kagylók; csigák; Trilobita: *Paladin eichwaldi*; Brachipoda, Conodonta:

Idiognathodus delicatus, *Diplognathodus coloradoensis*, *Streptognathodus excelsus*, *Neognathodus columbiensis*, *Gondolella clarki*), a részletes lista megtalálható BALOGH (1964) és FÜLÖP (1994) összefoglaló munkáiban. Élővilága egészen sekély, normál sótartalmú, jól átvilágított, tiszta vizet jelez, ebben az időszakban a törmelékbeáramlás valószínűleg teljesen megszűnt.

A tagozat felső mészkőszintje fusulinás-crinoideás mészkő, amely már mélyebb vízben képződött. A mészkőtestet megosztó, átlag 5 m vastag kovásodott, helyenként kavicsos durvahomokkő közeli szárazföldről történő intenzív törmelékbeáramlásra utal, valószínűleg ugyanezen forrásból származnak a Tarófi Konglomerátum Tagozat kavicsai is. A homokkőbetelepülés fölötti gumós-intraklasztos szerkezetű mészkőrész a medence süllyedését, lejárfácies kialakulását jelzi.

Újabb vastag terrigén közbetelepülés után következik a harmadik mészkőszint, a Csikorgói Tagozat sekélymedence fáciesű crinoideás-fusulinás mészkőve. A tagozatra a Fusulinidák jellemzők: *Quasifusulina elegans*, *Qu. longissima*, *Pseudofusulina pseudojaponica*, *Triticites arcticus*, *Tr. acutus*, *Tr. irregularis*; Conodonta: *Hindeodus minutus*.

A bükk karbon rétegsorának felső szakasza egyre mélyülő tengeri környezetben képződött. Felette éles határ mentén K-ről Ny-ra haladva a perm homokkő egyre idősebb karbon képződményekre települ. Joggal feltételezhető, hogy az alsó-perm Rattendorfi–Trogkofeli Formációcsoport nem későbbi tektonikus csonkulás miatt, hanem a kora-permben történt kiemelkedést követő lepusztulás következtében hiányzik.

Perm–triász sorozat. A ciklus kezdetén, a középső-permben száraz éghajlatú, közel sík tengerparton lerakódott Szentléleki Formáció alsó részét a Farkasnyaki Tagozat fehérésszürke, zöld, vörös, lila foltos homokkő és aleurolit rétegei alkotják. A szín összefüggésben van a szemcsemérettel, általában a durvább szemcsezettségűek világosabbak, a finomabbak sötétebbek. Néhány méternyi vastagságú, szögletes töredékekből álló mészkőbreccsát harántolt a Mályinka Mly–13 fúrás a tagozat bázisa közelében, ennek anyaga karbon mészkőből származtatható. Ez a képződmény azonosítható a Jadari-terrénum Bobova Breccsájával.

Felfelé fokozatosan válik uralkodóvá az árapálysíkságon, sabkha környezetben képződött Garadnavölgyi Evaporit Tagozat. Alsó és felső része csak dolomit és zöld agyagkő sűrű váltakozásából áll, belsejében gipsz- és anhidritrétegek is megjelennek. Az evaporitos rétegsorban közbetelepülő néhány méternyi, gazdag ősmaradványtartalmú (Ostracoda, Foraminifera, Spirorbis, kagyló, csiga, Dasycladacea) mészkő rövid ideig tartó állandó tengerrelborítottságot jelez, és mint ilyen, a ráttelepülő Nagyvisnyói Formáció előhírnöke. A formáció vastagsága nem haladja meg a 300 métert, ezen belül a két tagozat hozzávetőlegesen azonos, néha egymás rovására változó vastagságú.

A felső-permet a vékonypados kifejlődésű, fekete Nagyvisnyói Mészke Formáció képviseli, amely a terület süllyedésével állandósult sekélytengerben rakódott le. A

padok között fekete márga és mészmárga települ. Alsó részén bőven tartalmaz különböző vastagságú (0,2–5,0 m) autigén breccsás, átkristályosodott dolomittesteket, ezek azonban rétegszerűen nem követhetők. A gazdag bentosz ősmaradvány-együttes jól átvilágított, oxigénnel ellátott sekélytengeri környezetet jelez, a víz–üledék határa alatt azonban a nagytömegű szervesanyag felhalmozódása miatt redukív körülmény alakult ki, ezt jelzi a kőzet fekete színe.

Dasycladacea-flórájában a domináns *Gymnocodium bellerophonis* mellett megjelenik a *Mizzia velebitana*, *Permocalculus fragilis*, *P. tenellus*, *Vermiporella nipponica* is. Foraminifera-faunájára a *Globivalvulina*–*Agathammina*–*Hemigordius*–*Pachyphloia*–*Tuberitina*-együttes jellemző, ritkán előfordulnak a *Codonofusiella* és *Staffella*-fajok is. Jelentős az Ostracodák, kagylók, Brachiopodák, Nautiloideák mennyisége, ezeken kívül a *Pseudophillipsia hungarica* Trilobita-faj ismert. (A részletes lista megtalálható BALOGH 1964 és FÜLÖP 1994 összefoglaló munkáiban.) Mindezek alapján a formáció késő-perm korú.

Rá a Gerennavári Formáció világos színű, ooidos mészköve következik, amely erős vízmozgásról, jó szellőztetésről tanúskodik. Ebben az oxigénhiányos üledék-felhalmozódási környezet erősen lecsökkenve, már csak néhány rétegben mutatkozik. A Bükk folyamatos tengeri kifejlődésű rétegsorában jól követhetők a perm–triász határt kijelölő globális változások. A perm Nagyvisnyói Mészkő fekete, folyamatosan vékonyodó padosságú, fekete márga közbetelepüléses, makro- és mikrofossziliákban gazdag, sekélytengeri mészkövére éles határral a „határmárgának” nevezett sötétszürke márgás aleurolit és homokkő települ. E fölött 8,5 m vastagságban, sötétszürke, lemezes mészkő, az ún. sztromatolit-rétegcsoporthoz tartozik. A litológiai határon a mállási szín is megváltozik, felszínén a Nagyvisnyói Formáció agyagos-márgás közbetelepülései vöröseslila, míg a Gerennavári Formáció agyagos rétegei barnássárga színűek lesznek.

A formáció bázisát képező „határmárgából” *Ombonia* és *Orthoethina* asszociációval jellemezhető (POSENATO et al. 2005) gazdag makrofauna került elő (CSONTOSNÉ KIS, PELIKÁN 1990; POSENATO et al. 2005). A Nagyvisnyói Formáció legfelső mészkőrétegéből *Hindeoetus praeparvus*, a sztromatolitrétegek legaljából *Hindeoetus parvus* Conodontát határozott meg M. Sudar (HAAS et al. 2007), eszerint tehát a perm–triász határ a „határmárgában” van. Ugyancsak a „határmárgában” mutatta ki a határt palinomorfákkal A. Götz (in HAAS et al. 2004), valamint a $\delta^{13}\text{C}$ - és $\delta^{18}\text{O}$ -stabilizotóp összetételben kiugró negatív csúcs mutatkozott a márgás aleurolit felső szakaszán (HAAS et al. 2006).

A sztromatolit-rétegcsoporthoz legalsó néhány mészkőlemezében *Earlandiák* mellett a felső-permre jellemző foraminiferák gyéren még előfordulnak (*Earlandia dunningtoni*, *E. tintinniformis*, *E. deformis*, *Neotuberitina reitlingerae*, *Globivalvulina graeca*, *Geinitzia* sp., *Ammodiscus* sp., *Pachyphloia* sp.), majd ezek kimaradásával már csak Ostracoda-héjtöredékek figyelhetők meg.

A sztromatolit-rétegcsoporthoz fölött 15 m vastag, pados finomkristályos mészkő, majd „típusos” ooidos Gerenna-

vári Mészkő Formáció következik. Szürke, egyes rétegekben sötétszürke, lemezes–vastagréteges, laminált, finom- és aprókristályos mészkő (mudstone, ritkán wackestone), illetve világosbarna–barnásszürke vastagréteges–pados, ooidos–onkoidos aprókristályos mészkő (grainstone), szabálytalan eloszlásban világossárga, durvakristályos dolomitlencsékkel. A mészkőpadok közt sötétszürke, mállottan vörössárga, barnássárga agyag- és márgarétegek települnek. Vastagsága 140 m.

A Mályinka Mly–8 fúrásban alsó-triász *Callicythere postiangulata*, *Liuzhinia parva*, *Liuzhinia* sp., *Bairdia* sp., *Polycope* sp., *Hindeodus parvus*, *Isarcicella isarcica*, *Ellisonia aequabilis* ősmaradvány-együttes vált ismertté (KOZUR 1990).

A formáció legalja a perm changxingi emelet legfelső részébe tartozik, az e fölötti rétegegyüttes átfogja az indusi emeletet. Legfelső részéből *Claraia aurita* és *C. cf. aurita* példányai kerültek elő (BALOGH 1964). Mivel e faj megjelenése jelzi a griesbacher–dieneri határt, a formáció legfelső szakasza átnyúlik a felső-indusi (dieneri) alsó felébe is (HIPS, PELIKÁN 2002).

A Bükk alsó-triászának felsőbb részét az Ablakoskővölgyi Formáció karbonátos és a finom sziliciklasztos kőzettípusainak váltakozása jellemzi. A kagylókból álló asszociáció jellemző fajai: *Unionites canaliculatus*, *Unionites fassaensis*, *Neoschizodus laevigata*, *Bakevella* sp. Jellemző foraminiferák: *Glomospira sinensis*, *Glomospirella shengi*, *Meandrospira pusilla*. Az említett fossziliák alapján a formáció a felső-indusi–olenyoki emeletbe sorolható (felső-dieneri–spathi). Átlagvastagsága 300 m.

A formáció legalsó, Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozatát lila, vörös és zöld homokkő, aleurolit- és agyagpala váltakozása alkotja, egyes szakaszaiban szürke és rózsaszín mészkő-betelepülések találhatók. Ez a Nyugati-Tethys szelvényeiből jól ismert, terrigén törmelék intenzív beáramlásával jellemezhető „campili esemény” korrelálható. Fölötte a Lillafüredi Mészkő Tagozat márgásabb szakaszokkal tagolt, szürke, ritkábban sötétszürke és szürkésbarna színű, finoman rétegzett, lemezes–vékonypados elválású mészkő következik. A tagozat középső szakaszán uralkodó a gyakran hosszán elnyúló, kipreparálódott sziklagerinceket alkotó szürke, pados–vastagréteges, ooidos mészkő (packstone–grainstone). A Savósvölgyi Márga Tagozat szürke, szürkészöld, Ómassától K-re dominánsan zöld, mállottan zöldesbarna, sárga színű agyagpala, agyagmárga és márgapala váltakozásából épül fel, alsó részén főként rózsaszín, felfelé egyre gyakrabban szürke, sötétszürke mészkőlemezeket tartalmaz. Az Ölyves-völgytől Ny-ra jelentős mennyiségű benne a finomhomok. A tagozatban az illit, kvarc, kalcit mellett gyakran jelentős mennyiségű a (tágabb környezetben vulkáni működésre utaló) klorit is. A tagozat különböző szelvényeiből *Natiria costata*, *Naticella subtilistriata*, „Turbo” *rectecostatus* került elő (BALOGH 1964), melyek alapján a tagozat biztosan felső-olenyoki (spathi). A SCHRÉTER (1935) által említett *Tirolites cassianus* és *Dinarites* sp. a leírás alapján a Savósvölgyi Tagozathoz származhat (HIPS, PELIKÁN 2002).

A legfelső, csak néhány szelvényben megfigyelhető Újmassai Mészke Tagozat jellegzetes sötétszürke–fekete, gumós és lemezes, vermikuláris kifejlődésű, a felső részén gyakran bioklasztos, 1–10 mm vastag agyagos betelepülésekkel sűrűn tagolt, finomkristályos mészke. Dolomitlencsék, dolomitpadok is megjelennek benne.

Az alsó-triász Ablakoskővölgyi Formáció Savósvölgyi Márga Tagozatára viszonylag éles határral, míg az Újmassai Mészke folyamatos átmenettel következő Hámori Dolomit Formáció zömét szürke, sötétszürke dolomit alkotja, amely részben rétegzetlen–tömeges, szingenetikus breccsás megjelenésű, de gyakrabban pados, a padokon belül finomrétegzett (esetenként laminált), dasycladaceás, foraminiferás, gastropodás rétegekkel. Néha a padok közt vékony dolomárga-közbetelepülések jelentkeznek. A ciklusos rétegsoron belül peritidális és szubtidális rétegek váltakoznak. A Hámori Dolomit makrofaunája igen szegényes, csak *Neritaria stanensis* ismert (BALOGH 1964). Dasycladacea és foraminifera azonban több pontról is került elő (PELIKÁN 2005). A formáció összvastagsága 400 m, feltételezhetően kitölti a teljes anisusi emeletet.

Néhány szelvényben a formáció legfelső szakaszát a Nyavalyási Mészke Tagozat alkotja. Ez pár méter vastag vékonyrétegzett sötétszürke mészkevel kezdődik, melyre legfeljebb 50 m vastagságban, sárgás–vöröses elszíneződésű homogén dolomikritbe ágyazódott, változatos méretű szürke, korallós mészketömbökből álló összlet következik. Egyes területeken a dolomit fölött tömeges és vastagpados, osztályozatlan, rendkívül változatos szemcseméretű és koptatottságú (a szögletes breccsadaraboktól a jól kerekített kavicsokig) breccsa–konglomerátum, a Sebesvízi Konglomerátum Tagozat következik. Vastagsága változó, az alsó-sebesvízi szelvényben eléri a 100 métert is. E tagozat felső részébe sárga és lilásvörös színű aleuritos agyagmárgarétegek települnek. A márga lilásvörös részéből kimutatott sudoit (Alklorit) anchizonális metamorfózison átesett laterites málladékból képződött (VELLEDITS 2000). A málladék alapanyagát az időközben meginduló vulkanizmus is szolgáltathatta, hiszen a tagozat legfelső részében a fölé települő Szentistvánhegyi Metaandezit a kavicsanyaggal keveredik.

Felnémetől DK-re a Hámori Dolomitra települten sajátosságos, fölfelé konglomerátumba átmenő breccsás szerkezetű mészke ismeretes. A mészkeben található *Pilamina densa* alapján anisusi képződmény, a Nyavalyási Mészke és a Sebesvízi Konglomerátum itteni megfelelője. Bércziné Makk A. szerint a felsőbb rétegekből tömegesen előkerült *Pilamina densa* illír kort jelez. VELLEDITS (2000) ennek a szintnek a hiánya alapján egyes területeken késő-anisusi lepusztulási eseményre következtetett.

A Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció rétegvulkáni sorozatának kőzetanyaga heterogén, láva, agglomerátum, tufa, ignimbrit, valamint vulkáni üledékes keverékközetek váltakoznak benne, alsó részén a láva és összesült tufa, felső részén a vulkáni törmelékes keverékközetek túlsúlyával. A vöröses-lilás vagy zöldes színű vulkanitok néhol tömeges–vastagpados, más területeken erősen préselt, lemezes elválásúak. A formáció az Északi-Bükkben és a felsőtárkányi

Vár-hegy–Tiba-hegy vonulatban a fekvő és a fedő kora alapján korai-ladin korú, az egyéb előfordulásoknál közvetlen adat híján csak analógia alapján adható meg a kor.

Az északi hegység részben a vulkanitra a Fehérkői Mészke Formáció települ. Lofer-ciklusos platformkarbonát kifejlődésű, amelyben gyakoriak a sekély belső medence fáciesű, áthalmazott vulkáni anyagot is tartalmazó márgarétegekkel tagolt, kissé gumós-lemezes elválású sötétszürke mészketlencsék. Ezek kis kiterjedésűek, nem alkotnak szintet, lokális kimélyülések lehetnek.

Kevés, közelebből meg nem határozható szivacs-, Brachiopoda-, csiga-, korallátmetseten kívül néhány lelőhely Conodonta-adatai nyújtanak segítséget a korbesoroláshoz. A *Gondolella transita*, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella trammeri*; *Gondolella constricta cornuta* faunae együttes az alsó-ladin magasabb részét jelzi (Kovács S. meghatározása).

A Fehérkői Mészkeből rövid átmenettel kifejlődő Vesszősi Formáció anyagában nem különböztethető meg a Fehérkői Mészke belüli kis, lokális medencék anyagától, tulajdonképpen nagyobb kiterjedésű, hosszabb időre állandósult átmeneti kimélyülésben (intraplatform süllyedék) halmozódott fel, de nagy mélység nem feltételezhető. E formációra is jellemző a sötétszürke–fekete, tűzköves mészketrétegek, -lencsék jelenléte, ezek néhol vastagabb betelepüléseket alkotnak. Kora a Varbó V–74 fúrás 348 m mélységben talált és Kovács S. által meghatározott *Gondolella* cf. *polygnathiformis* Conodonta szerint késő-ladin–korai-karni (FORIÁN-SZABÓ, CSONTOS 2002). Valószínűleg párhuzamosítható (időben kissé eltolódva) a Déli-Alpokban jól ismert wengeni rétegekkel.

Kizárólag a Vesszősi Formációba települt a zöld-sötétzöld színű Létrási Metabazalt Formáció.

A Vesszősi Formáció folyamatos átmenettel következik a süllyedék feltöltődését jelző Hegyestetői Formáció, melynek legfelső, Gamócai Tagozata (platform közeli lejtő, ill. lejtőlábi fáciesű, biodetritusz jellegű részleteket gyakran tartalmazó világosszürke–sárgásfehér, dolomitfészkes vastagpados mészke) már egyértelműen jelzi a platformfácies visszatértét. A formáció vastagsága nem adja meg a 300 métert. Kora a Vesszős-völgy torkolatától északra levő mészkefalban talált, Oravecné Scheffer A. által meghatározott *Agathammina austroalpina* foraminifera alapján ladin végi – karni (PELIKÁN 2005).

Efölött a Bagolyhegyi Metariolit Formáció rétegvulkáni összlete található, majd a karbonátplatform kifejlődésű, karni Kisfennsíki Mészke Formáció következik, végül vitatott litosztratiográfiai besorolású, nori tűzköves mészke zárja a triász rétegsort.

A Déli-Bükkben a felsőtárkányi Vár-hegy vonulatában, az egyes részleteiben a Vesszősi Formációhoz hasonló (de idősebb) Várhegyi Formáció települ a Szentistvánhegyi Metaandezitre. Alsó része alacsony energiaindexű, nyugodt tavi-csökkentsóvízi környezetre utaló sötétszürke mészke és fekete márga laminitjellegű váltakozásából áll. A Várhegyi Formáció felső része a ladin longobárd pelágikus behatást jelző radiolariás vulkanoklasztit.

Másutt azonban a ladin–karni emeletet a Bükkfennsíki Mésző Formáció és a Bervai Mésző Formáció többszáz méter vastagságú platformkarbonátjai töltik ki. A Kő-köz mészkővéből mind a wettersteini-, mind a dachsteini-típusú zátonyokból ismert ősmaradványok előkerültek.

A ladin–karni határtól kezdődően egyre kiterjedtebb a pelágikus medence és medencelejtő fáciesű Felsőtárkányi Mésző Formáció. A formációt dominánsan pados-vastag-lemezes, márga-közbetelepüléssel, változó mértékben tűzkölencsés, -réteges mészkő alkotja, a mészkőpadokon belül gyakori a belső finomrétegzettség. Színe világosszürkétől sötétszürkéig változik. Mikrofaciése ostracodás-szivacsstűs és radiolariás-filamentumos mikrit–mikropátit. A platform közelségét jelzi a sekélyvízi eredetű mésziszap és üledékes breccsa–konglomerátum testek megjelenése. A padok közötti 0,5–10 (ritkán 20) centiméter vastagságú márga-közbetelepülések szürke, világos zöldesszürke, mállottan sárga színűek. Ezek mentén gyakran látható iszapcsúszásos eredetű gyüredezettség és felszakadt rétegek (szinszediment lejtőbreccsák), ezek alapján is feltételezhető a lejtőn való üledéklerakódás. Különösen a formáció alsó szakaszán gyakori jelenség az epigén dolomitizáció, a mészkőből képződött piszkosfehér, cukorszövetű dolomit nagyobb előfordulásai Belvácsi Dolomit Tagozat néven különíthetők el. Ősmaradvány-együttese is kevert, platformperemi, pelágikus és mélyebb vízben élő alakok egyaránt megtalálhatók benne.

Ebbe a medencekörnyezetbe települt a harmadik vulkáni esemény terméke, a geokémiai vizsgálatok alapján (SZOLDÁN 1990, DOBOSI 1986) lemezenbelüli típusú és alkáli-tholeiites átmeneti jellegű Szinvi Metabazalt Formáció. A zöld–sötétzöld színű metabazaltok között lávaközetek és sekély mélységű intrúziók (telérek) találhatók. A vulkanizmus kora a felsőtárkányi Vár-hegy déli lejtőjén egy bazalttest alatti mészkőrétegből kimutatott *Gondolella polygnathiformis* alapján késő-karni (tuvali 1/b–2/a).

Szörványos Conodonta-adatok alapján megállapítható, hogy az egyes területek nem egyszerre sülyedtek le. A felsőtárkányi Vár-hegy tömbjében a Felsőtárkányi Mésző Formáció ladin–karni határon kezdődik, míg a felsőtárkányi Kő-közben a szürke zátonymésző fölé települő, medencefáciesre utaló mészkőben talált Conodonták közül a *Neospathodus hernsteini* és *N. posthernsteini* együttes jelenléte nóri–rhaeti határt jelez. A Hór-völgyben a platformmésző fedőjéből meghatározott, középső-norit jelző Conodontagyűttes (*Metapolygnathus abneptis abneptis*, *Metapolygnathus* aff. *multidentatus*, *Metapolygnathus slovakensis*, *Metapolygnathus* sp.) szerint a platformnak ez a része a középső-nori elején válhatott medencévé. Keletebbre, a Setét-völgy által feltárt rész viszont, a fedő medence fáciesű rétegsorban talált Conodonták alapján (*Gondolella* sp., *Metapolygnathus nodosus*) viszont már a kora-noriban befulladt.

A Nagy-fennsík délkeleti részén, a Sugaró–Szinvi-völgy térségében viszonylag korán, a ladin–karni határ közelében kezdődik a medencefáciesű Felsőtárkányi Mésző Hollóstetői Mésző Tagozatának a képződése), míg a

Nagy-fennsík nyugati felében, az Olaszkaputól É-ra, még a Bükkfennsíki Mészőben talált Conodonta-együttes (*Gondolella carpathica*, *G. nodosa*, *G. polygnathiformis*, *Neospathodus cavitatus*) késő-karni (tuvali 2/3) kort jelez, tehát az lezökkenés a karni végén következett be.

A hegység e részén a Répáshutai Mésző Formáció pelágikus medence, illetve lejtőlábi kifejlődésű, vörös–lilászöld crinoideás, hematitos mészkő-közbetelepülésekkel, platform eredetű olisztolitokkal, olisztosztrómákkal tagolt rózsaszín, világosvörös, ritkábban sárga és világosszürke mikrites mészkő jelzi a platform elsüllyedésének kezdetét, erre települ a Felsőtárkányi Mésző Rónabükki Tagozatának tűzköves mészkőve.

A nóri–rhaeti emelethatár környékétől kezdve az üledéksor megszakad, és a dogger közepéig a földtani fejlődés-menetről nincs információnk. A bizonyítottan alsó-liász, onkoidos, involutinás Jómárci Mésző Formáció csak egy ponton, a Lök-völgyi Formáció palájába zártan, olisztoplaka–olisztotrimma sorként fordul elő. Nem ismerjük a képződményhiány okát, de figyelemre méltó tény, hogy a különböző kifejlődésű triász képződményekre mindenütt ugyanolyan fáciesű jura települ. A doggerben a callovi–oxfordi emeletben (CSONTOS et al. 1991) a Bányahegyi Radiolarit Formáció jelenik meg, majd terrigén turbiditokból álló Lök-völgyi Formáció következik, amelynek nagy-tömegű üledékanyaga a medenceperemekről zúdult le, és mélytengeri törmelék-kúp távoli (disztális) fáciesében halmozódott fel. Ennek fedőjében a Mónosbéli Formáció csoport valamelyik tagja települ (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000 szerint üledékátmenettel, CSONTOS 2000 szerint tektonikusán).

A Szarvaskői Bazalt Formáció és a fekvésében települő üledékekbe nyomult bázisos intrúziókból álló Tardosi Gabbró Formáció valószínűleg mélytengeri környezetben, egy rift tengelyvölvében keletkezett.

Upponyi-egység

Az Upponyi-egységben csak az alsó- és a felső-paleozoos sorozat őrződött meg meg. Az Upponyi-egység két alegységre (Tapolcsányi- és Rakacai-) osztható.

Alsó-paleozoos sorozat. Mind a Tapolcsányi-, mind a Rakacai-alegységben megtalálható.

Tapolcsányi-alegység. Az alegységben a Csernely-völgyi és a Rágyincsvölgyi Homokkő Formáció grauwacke, illetve kvarcit típusú durvább sziliklasztos üledékei képviselik (ismeretlen aljzaton) az alsó-paleozoos sorozat alsó szakaszát (alpi analógiák alapján felső-ordóvícium, EBNER et al. 1997, 1998). A mediterrán régió paleozoikumában általánosan elterjedt felső-ordóvíciumi porfiroid-vulkanitok (Blassenecki Porfiroid az Északi-Grauwacke-zónában) eddig még nyomokban sem kerültek elő.

A szilur Tapolcsányi Formáció mélyvízi, euxin agyapala–kovapala–lidit összlete korrelálható a Karni-Alpok ordóvícium–szilur határtól a variszkuszi flisstádium kezdetéig (Ausztriában tournaisi–viséi határ, az olasz oldalon késő-viséi) terjedő korú Bischofalmi fáciesével. A formáció az üledékképződési térség jelentős kimélyülésére utal.

Bázisos vulkanitok közbetelepülései a riftesedés megindulását jelzik, a vulkáni működés maximumát a devon középső részében érte el. Fedőjében a Strázsahegyi Formáció települ, amelynek olisztostrómái (és maguk a schalstein típusú vulkáni törmelékfolyások is) az aljzat erős tagoltságáról, a vulkáni működést kísérő intenzív fenékmozgásokról tanúskodnak. Az ofiolitosorozat típusos tagjai hiányoznak, vagyis a riftesedés során valódi óceáni aljzat nem keletkezett. A Strázsahegyi Metabazalt Tagozat egy (vagy több?) szintben megnyilvánuló bázisos vulkáni működés eredménye. A társult olisztostróma-szint wenlocki-lochkovi mészkő-olisztoolitjai a Karni-Alpok egyidejű pelágikus és lejtő faciesű karbonátos formációit képviselik (EBNER et al. 1997, 1998). Az Éleskői Formáció részben aleuritos-homokos mátrixú olisztostrómája a sziliciklasztos törmelékbeszállítás felújulásáról tanúskodik, ezért már a variszkuszi flisztádium üledékének tekinthető, vagyis az alsó-karbon magasabb részébe, esetleg a középső-karbon mélyebb részébe tartozhat.

Lázbérci-alegység. A platformkarbonát kifejlődésű Upponyi Mészkő Formáció a legidősebb, amelyet már a felső-devon alján, legkésőbb azonban az alsó-famenniben felvált az Abodi Mészkő Formáció pelágikus üledéke. Ennek délebbi sávjában azonban már a felső-givetiben megjelennek pelágikus üledékek. A formációra oly jellemző szingenetikus bázisos vulkáni működés anyaga a hegység Ny-i részén található Zsinnyi Metabazalt Tagozattól származik. A devon-karbon határtól felfelé a vulkáni működés nyomai hiányoznak, a maximum 20 m vastag flázeres, pelágikus Dedevári Mészkő Formáció nagyon kondenzált (különösen a tournaisiban), a *Gnathodus delicatus* Conodontával jelzett alsó-viséiben egy jellegzetes karbonátos liditszinttel (EBNER et al. 1997, 1998).

A Lázbérci Formáció kékesszürke, sötét kékesszürke, palabetelepüléses medence faciesű mészkő. Conodontákkal igazoltan a felső-viséi *Paragnathodus nodosus* zónától az alsó-baskíri *Idiognathoides sinuatus* zónáig terjedő szakaszt fogja át. A felső-viséi-alsó-baskíri intervallumban a Lázbérci Formáció medence faciesű karbonátos üledékei közé néhol sziliciklasztos törmelékből álló rétegek települnek, zagyarak jelei nélkül. A formáció mészkőbetelepülésmentes, jelentős vastagságú (min. 100 m) márgás-agyagpalás felső része már valószínűleg az alsó-baskírnál magasabb szintbe tartozik. A teljes formáció vastagsága 300-400 m-re becsülhető, lerakódása pelágikus intraself medencében nyugodt körülmények között történt, a reszementációs jelenségek hiányoznak, azaz nem flis típusú üledék.

Felső-paleozoos sorozat. Csak a Lázbérci-alegységben fordul elő. A Derenneki Formáció homokos mészkőve, homokkőve és kavicsos homokkőve molassznak tekinthető, előfordulása a Lázbérci Formáción belül keskeny sávban, az alegység déli határánál található. 1-2 cm átmérőjű kvarc- és liditkavicsokat tartalmaz, amelyek a lehordási terület gyors kiemelkedésére és lepusztulására utalnak. Kovács S. korábbi publikációiban kérdőjelesen a bükki Mályinkai Formációnak feleltette meg, FÜLÖP (1994)

mint a Lázbérci Formáció Derenneki Tagozatát különítette el.

Szendrőlái-egység

Az egységben csak az alsó-paleozoos sorozat képződményeit ismerjük. A Szendrőlái-egység két alegységre (Abodi- és Rakacai-) osztható.

Abodi-alegység. Legidősebb képződménye a rétegtani helyzete alapján szilur?-alsó-devonba sorolt, 300-400 m vastagságú Irotai Formáció. Euxin medence faciesű fekete grafitos fillit, fekete kovapala, alsó részében szürke metamomokkó váltakozik, középső részében fehér mészfilit-betelepülésekkel. A Felsővadász Fv-1 jelű fúrás alapján a márgás-aleuritos kőzetekben előforduló korallok a Szendrőládi Mészkő felé való átmenetet jelzik.

Fölötte a Szendrőládi Mészkő Formáció következik. Uralkodóan sötétszürke-fekete, rétegzett vékonypados finomkristályos medence faciesű mészkőből és sötétszürke aleuritből, valamint finomhomokrégeket tartalmazó finomkristályos mészkőből áll. A helyenként betelepülő világosszürke-szürke durvakristályos, zátony faciesű (korallós bioherm) mészkő viszonylag jó megtartású tabulata korallokat tartalmaz. Előfordulnak tisztán törmelékes (fillit-metahomokkó) szakaszok is. Vastagsága legalább 400 m.

A Szendrőládi Mészkő üledékképződési térsége egy törmelékes selfterület volt, foltzátonyokkal és köztük levő medencékkal. Érett törmelékanyaga hosszabb folyóvízi szállításról és kis relifenergiájú, viszonylag lapos szárazföldi háttérrel tanúskodik.

A gazdag korallfauna a középső-devonnak mind az eifeli, mind a giveti emeletére jellemző. A medence faciesű mészkőből és a törmelékes kifejlődés mészkő-betelepüléseiből gyér Conodonta-fauna került elő, amely szintén a formáció középső-devon eifeli korát bizonyítja. Irota Ny-i szélénél a törmelékes, mészkő-betelepüléses rétegsor a Conodonták alapján a felső-devon frasnii emeletébe tartozik. Ezzel analóg képződmények a kelet-alpi grazi paleozoikum karbonátos-törmelékes középső-devon formációiban (Barrendenkalk, Hubenhalk, Qudrigenumkalk, Calceolachichten) találhatók.

A Szendrőládi Mészkőre települ, illetve azzal részben összefogazódik a Bükkhegyi Márvány Formáció. Karbonátplatform faciesű barnásfehér, barnássárga vagy barnásrózsaszín, tömeges vagy vastagpados, durvakristályos mészkő. Kora rétegtani helyzete és az alpi analógiák alapján frasnii. Vastagsága 200 m.

Rétegváltakozással fejlődik ki a Szendrőládi Mészkőből az Abodi Mészkő Formáció. Típusos változata („cipollino”) üdén fehér, mállottan sárgásbarna, szericit-klorithálózatos mészkő, ritkán néhány cm-dm eredeti vastagságú zöld, bázisos metatufarétegek is előfordulnak benne. Másik típusa fehér, sárgásfehér, tömeges, vagy pados, durvakristályos szericitos mészkő. Típusos változata pelágikus medence faciesű, a metatufarétegek egyidejű bázisos vulkáni működést jeleznek. A fehér durvakristályos szakaszok karbonátplatform eredetű, reszementált mészsizapból származnak. A formáció frasnii-famenni korát rossz meg-

tartású *Palmatolepis* és *Polygnathiformis* nemzetségre tartozó Conodonták bizonyítják. Vastagsága 200 m körüli.

Rakacai-alegység. A Szendrői-hegység északi márványzónájának déli sávjában (KOVÁCS 1992 és EBNER et al. 1991, 1998) karbon pre-flis üledékek teljes, alsó-viséi képződményekkel kezdődő rétegsora észlelhető, a hegység középő, fillitizációját variszkuszi flis alkotja (FÜLÖP 1994).

A Kopasz-hegyen hozzávetőlegesen 200 m vastag, késszürke–fehérsávós, fehérköteges Rakacai Márvány Formáció alsó szakasza az alsó-viséi *Gnathodus texanus* zónába tartozó Conodontákat tartalmazó barnásszürke crinoideás mészkő-betelepüléseket tartalmaz. Ez a rész platformlejtő-környezetet jelez. Más szelvényekben a platform fációs márvány a fekvő, vele összefogazódik és rátelepül a medence fációs Verebeshegyi Mészkő Tagozat. Ennek alsó része, a platformkarbonát fekvő *Paragnathodus nodosus* zóna Conodontái alapján felső-viséi, míg a felső rész a platform tetején az felső-viséi *Idiognathoides sinuatus* zóna alapján felső-viséi. A közbülső zónákat szintén medencefációs üledékek képviselik, a platformfációsakkal összefogazódva.

A kb. 600 m vastag Szendrői Fillit Formáció a variszkuszi flis megfelelője, fő része a Rakacai Márvány Formá-

ció Verebeshegyi Mészkő Tagozatára települ. Alsó, olisztostrómás Meszesi Tagozata már tartalmaz az alsó-baskír *Idiognathoides sinuatus*-zónába tartozó klasztokat, de középő-devon mészkőtöredékek is előfordulnak. A proximális típusú alsó tagozattal szemben a formáció középő és felső tagozata disztális flis típusú.

Jadari-terrénum

A Jadari-terrénumban megvan mindhárom (alsó-, felső-paleozoos és perm–triász) sorozat. Posztttektonikus fedőjük a felső-kréta Ljigi Flis Formáció.

Alsó-paleozoos sorozat

A Jadari-terrénum alsó-paleozoos sorozata (középő-devon–alsó-moszkvai) az üledéksorok jellege alapján Jadari-autochtonra és Jadari-allochtonra osztható (2. ábra).

Jadari-autochton. Két kifejlődés különíthető el: a Vlašići Formáció törmelékes üledékei (Krupanj–Valjevői-, Vlašići- és Slovaci-egység) és a Družetici Formáció pelágikus mészköve (Ubi-egység). A törmelékes üledékek az ősföldrajzi értelemben vett Jadari-árokban, az egykorú

Sorozat (Series)	Krono- stratigráfiai egység (Chronostratigraphic unit)	Szerkezeti egység (Structural unit)	KARNI- ALPOK (CARNIC ALPS)	BÜKKI-TERRÉNÜM			JADARI-TERRÉNÜM					SANA-UNA-TERRÉNÜM	
				BÜKK	Upponyi-egység (Uppony Unit)	Szendrői-egység (Szendrő Unit)	Jadari-autochton (Jadar Autochton)				Jadari-allochton (Jadar Allochton)	Sana-egység (Sana Unit)	Unai-egység (Una Unit)
					Lázbérci-alegység (Lázbérc Subunit)	Rakacai-alegység (Rakaca Subunit)	Krupanj–Valjevői- egység (Unit)	Vlašići-egység (Vlašić Unit)	Slovaci-egység (Slovac Unit)	Ubi-egység (Ub Unit)	Likodrai- takaró (Nappe)		
FELSŐ-PALEOZOOS (UPPER PALAEZOIC)	P ₁	Aszszeli (Asselian)	Rattendorfi Fcs. (1)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		Gzseli (Gzhelien)	Mályinkai F. (7)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		Kaszimovi (Kasimovian)	Dereneki F. (9)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		Moszkvai (Moscovian)	Szilvásvárad F. (8)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		Baskír (Bashkirian)	Lázbérci F. (10)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		Szerpuhovi (Serpukhovian)	Szendrői Phyllit F. (12)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		Viséi (Viséan)	Dedevári Mko F. (11)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		Tournaisi (Tournaisian)	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
		DEVON (DEVONIAN)	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM	AM

2. ábra. A Karni-Alpok, a Bükki-, a Jadari- és a Sana–Unai-terrénum karbon rétegösszleteinek korrelációja (PROTIĆ et al. 2000 alapján)
4 – Kronhofi Mészkő, 5 – Zollneri F. (lidit, radiolarit, pala stb.), 6 – pelágikus mészkő, 13 – Verebeshegyi Mészkő, 14 – Rakacai Márvány, AM = Abodi Mészkő, SS = Stupnicai Homokkő F., Fcs. = Formációcsoport, F. = Formáció

Figure 2. Correlation of the Carboniferous successions of the Carnic Alps, Bükkium, Jadar and Sana–Una Terrains (after PROTIĆ et al. 2000)
1 – Rattendorf Group, 2 – Auernig Group, 3 – Hochwipfel Fm, 4 – Kronhof Lmst, 5 – Zollner Fm (lidite, radiolarite, shale etc.), 6 – pelagic limestone, 7 – Mályinka Fm, 8 – Szilvásvárad Fm, 9 – Derennek Fm, 10 – Lázbérc Fm, 11 – Dedevár Limestone Fm, 12 – Szendrő Phyllite Fm, 13 – Verebeshegy Mb, 14 – Rakaca Fm, 15 – Kriva Reka Fm, 16 – Ivovik Fm, 17 – Županjac Fm, 18 – variscan flysch, 19 – Vlašić Fm, 20 – Družetici Fm, 21 – Stolice Fm, 22 – Stojkovići Fm, 23 – Rudine Fm, 24 – Đulim Fm, 25 – Eljdište Fm, 26 – Stara Rijeka Fm, 27 Blagaj Fm, AM = Abod Limestone, SS = Stupnica Sandstone Fm, Fm = Formation

pelágikus mészkövek pedig Ubi-medencebeli hátságon halmozódtak fel (2. ábra).

A Vlašići Formációt 1000 m-nél nagyobb vastagságban arenit és aleurolit, ritkán mikrokonglomerátum váltakozása alkotja. Alsó részének korára nincs paleontológiai bizonyíték; késő-devon és tournaisi kort igazoló palinomorfák csak a legfelső szintben találhatók. A formáció alsó része a nagy vastagságból következően valószínűleg lenyúlik a középső-devonba. A Vlašići Formáció felső része jellegzetesen variszkuszi („kulm”) flis, azaz homokkő és aleurolit sűrű váltakozása, a lamináció változatos típusai, gradációs üledékszerkezetek, viséi és szerpuhovi kort igazoló besodort növénymaradványok és nyomfossziliák (*Phycosiphon*, *Dyctiodora liebana* stb.) jellemzik. A Vlašići Formációban csak Tekeriš falu mellett vannak a legfelső-tournaisi és legalsó-viséi vékony tűzköves mészkő-betelepülések, amelyek *Gnathodus typicus*, *Scaliognathus anchoralis* – *Doliognathus latus* és *G. texanus* Conodonta-zónába tartozó fajokat tartalmaznak.

A szerpuhovi alján a variszkuszi flisre a térség nyugati részén a világosbarna, földpátos Stupnicai Homokkő Formáció, a keleti részen a flisből folyamatosan kifejlődő, homokkő és konglomerátum váltakozásából álló Županjaci Formáció települ. A szerpuhovi üledékek regresszív jellege az alsó-baskírban szűnik meg.

A Družetići Formáció 100 m-nél vastagabb, középső-felső-devon és alsó-karbon pelágikus mészkövekből áll. A formáció devon részében számos Conodonta-zóna volt meghatározható (FILIPOVIĆ et al. 1975). A formáció felső, karbon részében (vastagsága 15 m körüli) a következő Conodonta-zónák állapíthatók meg: *Siphonodella sulcata*, *Siph. duplicata*, *Siph. sandbergi*, *Sc. anchoralis* – *Doliognathus latus*, *Gnathodus texanus*, *G. bilineatus bilineatus*, *Lochreia nodosa*, *G.* és *Kladognathus* – *G. girtyi* csoport.

Jadari-allocton. Az alloctont a Likodrai-takaró alkotja, formációi nagyon különböznek az autocton karbon egységektől (2. ábra), ugyanakkor megfelelnek ÉNy-Bosznia karbon üledékeinek (Sana–Unai-terrénum, PROTIC et al. 2000).

A Likodrai-takaróban a variszkuszi („kulm”) flisre a Đulimi Formáció változó (általában ≤30 m-es) vastagságú, tömeges és rétegzett, márgapala- és aleurolit-közbetelepüléses, sötétszürke-fekete mészköve települ. E formáció a szerpuhoviba–alsó-baskírba tartozik (Conodonta-zónák: *Gnathodus bilineatus bollandensis*, *Declinognathodus noduliferus inaequalis* – *D. lateralis* és *Idiognathoides corrugatus* – *Id. sulcatus*).

A Đulimi Formáció felett és részben a variszkuszi flis felett a 60–80 m vastagságú Rudinei Formáció helyezkedik el. Tömeges, alárendelten rétegzett szürke–sötétszürke mészkő alkotja, gyakran kora-baskír korra (azaz Szevernaja Keltma-i és prikamzki) utaló Foraminiferákkal, Dasycladaceákkal (*Dvinella*, *Donezella*), Brachiopodákkal, korallokkal stb. A Rudine lelőhelyen bioherma-kifejlődés található, Chaetetessekkel, magános korallokkal, Pelecypodákkal, Crinoideákkal stb. (JOVANOVIĆ 1992).

A Stojkovići Formáció fedi a Rudinei Formációt. Vastagsága 20–60 m között változik, sötétszürke, mállottan sárgás vagy barna aleurolit építi fel, helyenként agyagpala- és homokkő-betelepülésekkel. Baskír kort igazoló gazdag, de rossz megtartású Brachiopodákat, Crinoideákat, ritkán bryozoákat, kagylókat és csigákat tartalmaz.

A Likodrai-takaró legfelső képződménye a Stolicei Mészkő Formáció. 100 m körüli vastagságú, tömeges, csak a legalsó szakaszán rétegzett, részlegesen gazdag zátony-építő szervezetekkel. Kevés foraminifera (*Archaeodiscus*) alapján késő-baskír (verejai–kasirai) korú.

Felső-paleozoos sorozat

A Karni-Alpokban definiált karni tektogenetikai fázis (VAI 1975) utáni tengeri molasszkifejlődés csak a Jadari-autoctonban van jelen. A molassz felhalmozódása a podolszkiban kezdődött és az aszszeliben fejeződött be.

A sorozat legalsó tagja az Iroviki Formáció (Krupanj–Valjevói-, Vlašići- és Ubi-egység). Idősebb részének aleurolitmátrixában jellemzők a devon és alsó-karbon mészkő-olisztolitok. Ezek alapján azonosítható a Prača és Vlasenica (DK-Bosznia), valamint a Javorje hegység (DNy-Szerbia) olisztosztrómáival (FILIPOVIĆ, JOVANOVIĆ 1994). A formáció magasabb szintjei fáciesváltást mutatnak. A Ny-i részen (Krupanj–Valjevói-egység), partközeli környezetben felhalmozódott aleurolit észlelhető Brachiopodákkal (*Orthotetes*, *Neochonetes* és *Choristites* vékony elágazó bordákkal), közbetelepült podolszki Fusulina-együtteseket tartalmazó mészkővel (*Fusulinella colloniae* zóna – FILIPOVIĆ 1995). A Jadari-terrénum más részein (Vlašići- és Ubi-egység) e formáció felső része tömeges, pados és vékonyrétegzett aleurit és mészkő váltakozásából épül fel, fás növénymaradványokkal.

Csak a Jadari-terrénum déli részén (Krupanj–Valjevói-egység) fejlődött ki az Iroviki Formációra települten a Kriva Reka-i Formáció szürke, tömeges vagy (finom)rétegzett fusulinidás mészköve. Néhány szelvényben iszapdombfácies is megfigyelhető, ezekben kisforaminiferák, algák, Brachiopodák, Conodonták, Pelecypodák, Bryozoák, korallok stb. is előfordulnak. Nagyon jellemző a rétegtanilag fontos Fusulinidák és a megfelelő Conodonta-együttesek jelenléte. Négy Fusulinida-társulás (zóna) különíthető el: az első a mjacskovói *Fusulinella bocki* és *F. eupolchra* zóna (*Idiognathodus obliquus*, *I. delicatus* stb. conodontákkal); a második a kaszimovi *Protricitites pseudomontiparus* és *Tricitites irregularis* zóna (kaszimovi) *Streptognathodus opletus*, *Idiognathodus delicatus*, *I. elegantulus* és gzseli *Streptognathodus elongatus* conodontákkal), a harmadik a gzseli *Rugosofusulina alpina* és *Quasifusulina longissima* zóna (FILIPOVIĆ 1995). PANTIĆ (1969) szerint a negyedik Fusulinida-asszociációba *Parafusulina pseudojaponica*, *P. freganica* stb. tartozik, ez az aszszeliba sorolható. Az alsó-perm jelenlétét megerősítette F. Kahler kéziratban maradt adata (E. Flügel 1993 szóbeli közlés), aki alsó-permre jellemző *Cuniculinella* cf. *fusiformis*, *Eosellina*? sp. és *Pseudoschwagerina* sp. Fusulinidát határozott meg.

Perm–triász sorozat

Az üledékek jellege azonos a Jadari-terrénium egész területén és a Bükkben (3. ábra).

Intenzív tektonikus események következtében differenciált aljzat jött létre, így a középső-perm transzgresszív üledékei az allochton és az autochton különböző formációira települnek: a nyugati részen a Stolicei, a központi részen az Ivoviki, a déli részen a Kriva Reka-i Formációra, míg a Jadari-terrénum keleti részén a Župnjaci Formációra.

A Cerovai Formáció középső-perm korú, parti síkság környezetben felhalmozódott, ritkán Crinoidea-törmelékes fehér és sárga kvarchomokkő. A homokkő közepes szemcséjű, a fő komponens szögletes, hullámos kioltású kvarc.

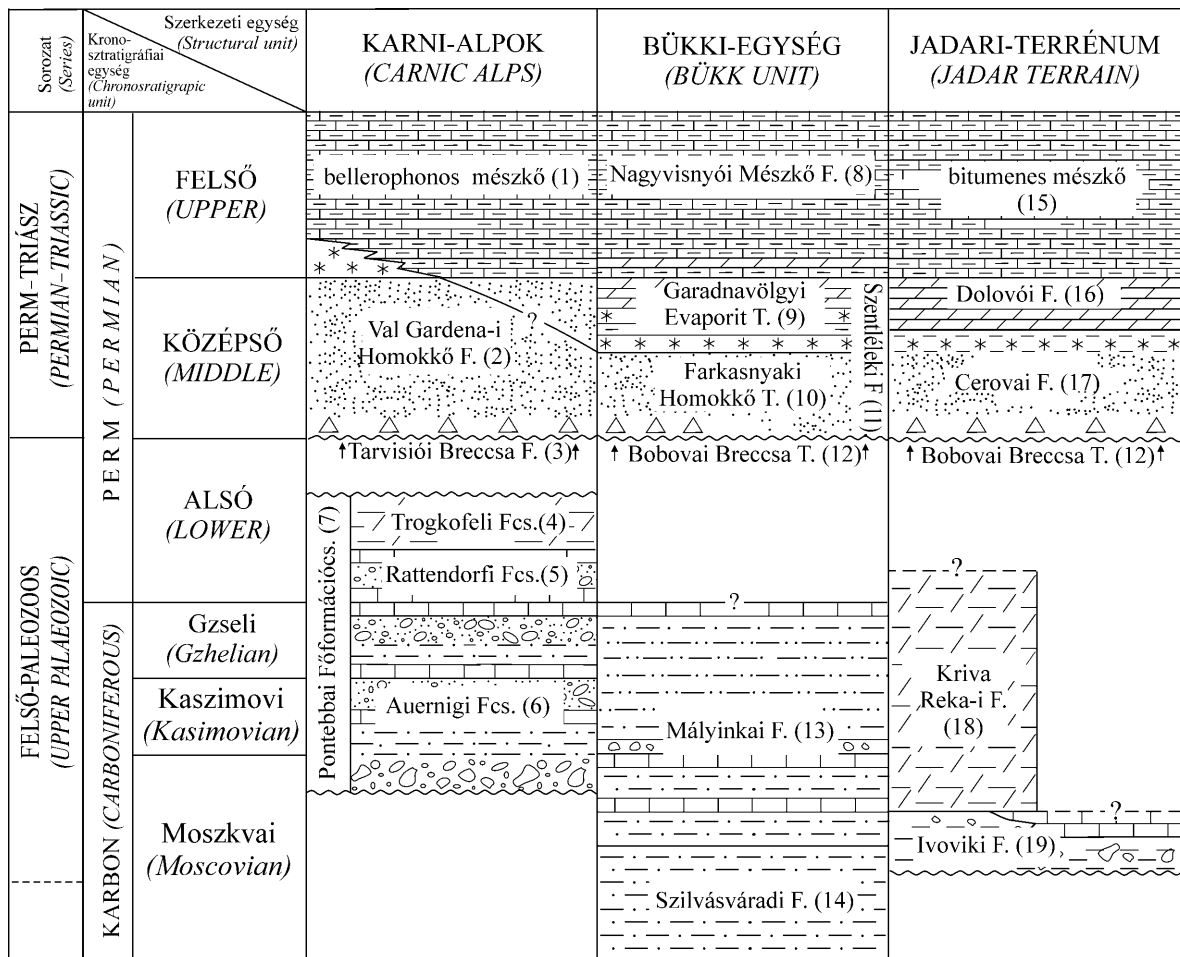
A homokkő legalsó részében (mint a Bükk hegységben is) kis lencsékben (a Karni-Alpok Tarvisioi Breccsájával párhuzamosítható) Bobovai Breccsa jelenik meg. A lencsék

vastagsága 0,5–3,0 m, ritkán 10 m-nél több. A breccsát a Kriva Reka-i Formáció fusulinás mészkővének szögletes-közepesen kerekített töredékei alkotják, ami arra utal, hogy a Likodrai-takaró a középső-perm előtt képződött.

A homokkő fölött vörös, továbbá zöldes- és sárgászürke agyagpala és aleurolit, ritkán homokkő következik, gipszrétegekkel, amelyek arid klímájú lagúna- vagy sabkha-környezetre utalnak. Hasonló evaporitos kifejlődés jellemző a nyugati Paleotethys számos területének tengeri perm rétegsorára (Déli-Alpok, Sana–Unai-egység Boszniában, Nikšićka Župa Crna Gorában, Bükk hegység Magyarországon stb.).

A rátelepülő Dolovói Formáció rétegzett, márgás agyapala- és aleurolit-közbetelepüléses sárga és szürke színű dolomitos mészkő. Átlagos vastagsága 30 m körüli.

Gyér, nem rétegtani értékű ősmaradványanyag került elő belőle, *Gymnocodium*, *Agathammina*, *Earlandia*, *Geinitzia* stb. a dolomitos mészkőből, és *Aviculopecten* sp. a márgás



3. **abra.** A Karni-Alpok, a Bükki-egység és a Jadari-terrénum középső-karbon–késő-perm rétegösszleteinek korrelációja. (A felső-paleozoos rétegösszlet csak a Jadari-autochtonban van meg.)

Fcs. = Formációcsoport, F. = Formáció, T. = Tagozat

Figure 3. Correlation of the Middle Carboniferous to Late Permian successions of the Carnic Alps, Bükk and Jadar Block 1 – Bellerophon Limestone, 2 – Val Gardena Sandstone Fm, 3 – Tarvisio Breccia Fm, 4 – Trogkofel Group, 5 – Rattendorf Group, 6 – Auernig Group, 7 – Pontebba Main Group, 8 – Nagyvisnyó Limestone Fm, 9 – Garadnavölgy Evaporite Mb, 10 – Farkasnyak Sandstone Mb, 11 – Szentlélek Fm, 12 – Bobova Breccia, 13 – Mályinka Fm, 14 – Szilvásvárad Fm, 15 – Bituminous Limestone, 16 – Dolovo Fm, 17 – Cerova Fm, 18 – Kriva Reka Fm, 19 – Ivovik Fm. Fcs = Group, F = Formation, T = Member

közbetelepülésekből. Települési helyzete alapján a formáció a középső-permbe sorolható. Nagyon jellemző a formációra a rauhwacke, amely a mállás következtében hálózatszerű, üreges, vagyis „boxwork” szövetű. Ez a rauhwacke monomikt és az átlagnál magasabb stroncium-tartalmú (965 ppm).

A felső-perm Dolovói Formáció felett a bitumenes mészkő következik, amely folyamatosan megy át a fedő alsó-triász mészkőbe. Szürke és fekete színű mészkő, ősmaradványokban gazdag, rétegzett (vékonyrétegzettől vastagrétegzettig), ritkán tömeges. A formáció alsó és középső részében vörös és szürke homokos pala-közbetelepülések jelennek meg (sziliciklaszt beszállítódás).

A mikrites–mikropátitos mátrixba ágyazódott ősmaradványok közt a mészalgák, kisforaminiferák és Brachiopodák vannak túlsúlyban. SIMIĆ (1938) tagolta először a felső-perm rétegsort, később PEŠIĆ et al. (1988) és PANTIĆ-PRODANOVIĆ (1994, 1997) új szinteket különített el. A bitumenes mészkő összes adatának felhasználásával a domináns ősmaradványok alapján a következő nyolc szint állapítható meg: 1. szint: *Edmondia permiana*, 2. szint: *Mizzia* (*M. velebitana*, *M. yabei*, *M. cornuta*), 3. szint: *Tyloplectus*, *Spinomarginifera*, *Tschernyschewia*, *Leptodus* stb. brachiopodák, 4. bioherma: *Richthofenia*, szivacsok és bryozoák, 5. szint: *Nothothyris*, 6. szint: *Waagnophyllum indicum*, 7. szint: *Codonofusiella*, *Reichelina* és *Vermiporella*, 8. szint: *Bellerophon*, *Hemigordius* és *Gymnocodium*.

A felső-perm bitumenes mészkő látszólag folyamatosan megy át az ooidos alsó-triász mészkőbe (Svileuvai Formáció), ámde a Bükkben található „határmárga” jelenlétét mostanáig a kutatásaink nem igazolták.

A perm–triász határon a rendkívül jelentős kihalás következményeképpen erősen lecsökken az ősmaradványok mennyisége, a rétegzett–vastagrétegzett mészkőben csak kevés Ostracoda és kisforaminifera található, így *Earlandia tintinniformis* (ostracodás és *E. tintinniformis*-os szint, PANTIĆ-PRODANOVIĆ 1994).

A sorozat a karbonátos–terrigén Obncai Formációval folytatódik (Valjevo környékén a vastagsága 200 m körüli). Cm-dm-es vastagságban váltakozó vékonyrétegzett, sárga és barnás, palás szericites homokkőből, agyagpalából, márgából, homokos és aleuritos dolomitos mészkőből áll, amely sekélyrámpán rakódott le. Mollusca-faunája gazdag: *Naticella*, *Turbo*, *Myophoria*, *Tirolites* stb. Conodontazonák alapján (*Parachirognathodus–Furnishius* és *Neospathodus triangularis* – *Ns. homeri*) a formáció smithi és kora-spathi korú (BUDUROV, PANTIĆ 1974, SUDAR 1986).

A formáció sötétszürke, vékonyrétegzett, párhuzamosan laminált és gumós szerkezetű, a legfelső részén tömegessé váló, erősen bioturbált mészkővel zárul. A mészkő szórva-nyosan dolomitos, aleuritos vagy agyagos, néhány rétegben ooidos.

Ezek a kőzetek fokozatosan a Jablanicai Formáció szürke színű, breccsásodott vagy rétegzett, anisusi korú dolomitjába és dolomitos mészkővébe mennek át. A podbukovi feltárásban dolomit fedőjében a Podbukovi Konglomerátum Tagozat helyi kiemelkedést jelző, vörösagyag-betelepülé-

konglomerátuma látható. A vörösagyagrétegből gyűjtött mintában Kovács-Pálffy P. (MÁFI) röntgendiffrakciós vizsgálattal Al-kloritot mutatott ki, ami a Sebesvízi Konglomerátummal való szoros rokonságot erősíti.

A Jadari-terrénumban a Tronošai Formáció metaandezitje („porfirit”) és piroklasztikumai az alsó-ladin alemeletbe tartoznak, és riftvulkanizmussal kapcsolatos vulkáni aktivitást jeleznek. Ezek a kőzetek vékonyrétegzett, gyakran kovásodott, gumós és tűzkőbetelepüléssel mészkővel váltakoznak. A „porfiritek” erősen elváltozottak (szericitesedtek, karbonátosodtak, ritkán kovásodtak).

A felső-triászban különböző kifejlődések jelennek meg. A Lelići Formáció platform mészkője fokozatosan fejlődik ki a ladin képződményekből. Zátony jellegű, főként szürke, tömeges és breccsásodott mészkőből áll. Ősmaradványai Megalodontidák, korallak, Hydrozoák, Bryozoák, Brachiopodák, Pelecypodák és Foraminiferák (*Aulotortus*, *Endothyra*, *Trocholina* stb.). Az ezzel heteropikus Gučevói Mészkő Formáció medence és lejtő kifejlődésű, szürke, vékony–vastagrétegzett, tűzkőgumós, radiolariás–filamentumos mikrofáciesű mészkővekből áll. Conodonták (*Paragondolella foliata*, *Pg. polygnathiformis*, *Pg. nodosa*, *Metapolygnathus abneptis* és *Epigondolella postera* zóna; SUDAR 1986) alapján a karni és a nori emeletbe tartozik.

A Lelići Formáció felső-triász kőzetei fokozatosan vörös és szürke színű, vastagpados liász mészkőbe mennek át. Ebben a mészkőben *Involutina liassica* és *Vidalina martana* alsó-jura Foraminifera található.

A bačevaci kőbánya alatt a podbukovi műút bevágásában meredek délies dőlésű, liászba sorolt tűzkőréteges, márgabetelepüléssel mészkő látható. Vékonysisizolatban szivacsstűs mikrit-mikropátit, megjelenésében a bükki medence fáciesű Felsőtárkányi Mészkőre hasonlít. Ettől délre a Suvaja-patak völgyét hegycsúgokban metsző, hozzávetőleg K–Ny-i csapású tektonikus határ után a középső–felső-jurába sorolt, részletesen nem vizsgált ofiolitos melanzs következik. Ennek néhány előfordulása a Lelići Formáció platformmészkője fölött is megtalálható, joggal feltételezhető, hogy eredetileg a Jadari-terrénum területét is befedte, később azonban erodálódott.

A melanzs változatos összetételű: agyagpala, homokkő, tarka radiolarit, breccsa-konglomerátum, mészkő, pillow-bazalt és gabbro. Néhány mészkőolisztolitban *Protopenroplis striata* Foraminifera is található, más szelvényekben vékony Ammonites- vagy Megalodontida-metszetek láthatók. Az útbevágásban egy ponton fekete palába ágyazott karni korú vörös radiolarit-olisztotrimma táruul fel. Az ofiolitos melanzs képződményegyüttese a bükki Mónosbéli Formációcsoporthoz felel meg.

Dél felé tovább haladva a Maljen–Suvobori-ofiolit-komplexum következik, benne serpentinittel.

Sana–Unai-terrénum

A Sana–Unai-terrénumban megvan mindhárom (alsó-, felső- paleozoos és perm–triász) sorozat, a felső kettő hézagos kifejlődésben.

Alsó-paleozoos sorozat

A variszkuszi flis finomrétegzett aleurolit és homokkő váltakozásából épül fel. Mind a Sanai-, mind az Unai-egységben jelen van (2. ábra). Felső részébe a Sanai-egységben fekete vagy sötétszürke, számos fehér kalcitrel átszelt vékonyréteges–pados, a Đulimi Formációval azonosítható mészkő települ. A baskir korú Stara Rijeka-i Formáció főként sötétszürke, tömeges, ritkán rétegzett, sekélytengeri kifejlődésű mészkőből áll, szórványos algákkal, Crinoideákkal, korallokkal, Bryozoákkal és Foraminiferákkal (*Pseudostaffella*, *Millerella*). Az Eljdištei Formáció anyaga homokos és márgás mészkő, amelyben gyakoriak a jó megtartású Brachiopodák (*Productus*, *Isogramma*).

Felső-paleozoos sorozat

Az olisztostróma jellegű Blagaji Formációt csak az Unai-egységben ismerjük. Foraminiferákat, korallokat és Conodontákat tartalmazó devon, kora- és középső-karbon korú mészkőolizstolitok gyakoriak benne. A fekü és fedő formációkkal tektonikus kontaktusban van, ezért azokhoz való viszonya nem világos.

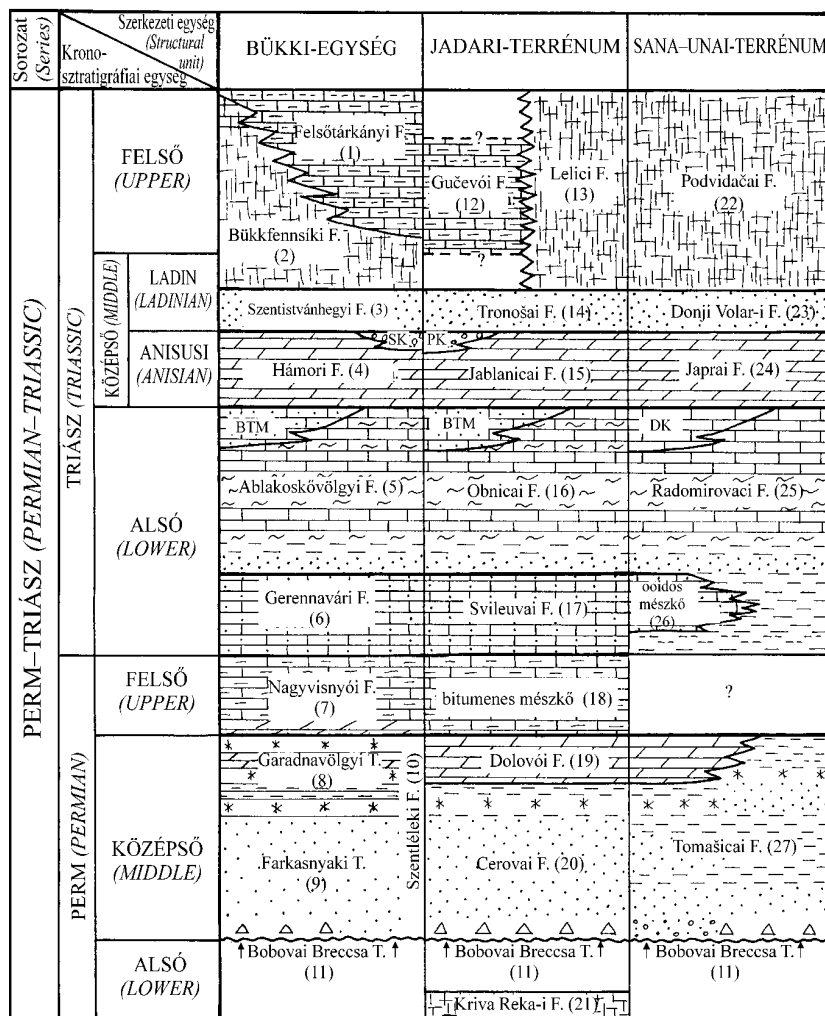
Perm–triász sorozat

A késő-karbon és kora-perm hiátus után a középső-perm Tomašicai Formáció (4. ábra) következik. Gyengén rétegzett vörös és zöldes aleurolit, ritkán homokkő építi fel, alsó részén megtalálható a Bobovai Breccsa Tagozat megfelelője. Felső részén az aleuroliton és homokkővön kívül szórványosan dolomit, rauhwacke és gipsz jelenkezik. Ismereteink szerint a Sana–Unai-terrénumban felső-perm formációk nem találhatók.

Az alsó-triász Radomirovaci Formációt sekélyself fáciesű sziliciklasztit és karbonát váltakozása építi fel, különböző szinteken ooidos mészkővel. Legfelső szintje a Derviš Kula-i Tagozat bioturbált mészkőve. Az anisusi Japrai Formációban rétegzett világosszürke–szürke dolomit és dolomitos mészkő uralkodik. A ladin korú Donji Volar-i Formációt tűzkő, tufa („pietra verde”), tűzköves mészkő és *Daonella*-, *Posidonia*-tartalmú mészkő váltakozása képviseli. A felső-triász Podvidačai Formáció főként dolomit és mészkő váltakozásából épül fel, Megalodontidákkal.

Medvednicai-terrénum

Horvátországban a Medvednica hegység metamorf sorozatának protolitjai közepes–finomszemcsés törmelékeny kőzetek, kalkarenitek és tengeri self és pelágikus eredetű, Conodontákat is tartalmazó mészkövek. Koruk a késő-devontól a késő-triászig terjed. Valószínűleg középső-triász korúak a diabáztelérek. A teljes komplexumot kora-kréta nagyon kis fokú – kisméretű metamorfózis érte (122–110 M év; BELAK et al. 1995; PAMIĆ, TOMLJENOVIC 1998). A metamorfizált „medvednicai sorozat” (PAMIĆ, TOMLJENOVIC 1977) conodontákkal datált (ĐURĐANOVIĆ 1973) devon–



4. ábra. A Bükki-egység, a Jadari-terrénum és a Sana–Unai-terrénum perm és triász rétegsorainak korrelációja (PROTIĆ et al. 2000 alapján)

BTM = bioturbált mészkő, DK = Derviš Kula-i Tagozat, SK = Sebesvízi Konglomerátum, PK = Podbukovi Konglomerátum. F. = Formáció, T. = Tagozat

Figure 4. Correlation of the Permian and Triassic sequences of the Bükk, Jadar Terrain and Sana–Una (after PROTIĆ et al. 2000)

1 – Felsőtárkány Fm, 2 – Bükkfennsík Fm, 3 – Szentistvánhegy Fm, 4 – Hámor Fm, 5 – Ablakoskövölgy Fm, 6 – Gerennavári Fm, 7 – Nagyvisnyói Fm, 8 – Garadnavölgy Mb, 9 – Farkasnyak Mb, 10 – Szentlélek Fm, 11 – Bobova Breccia, 12 – Gučevo Fm, 13 – Lelici Fm, 14 – Tronoša Fm, 15 – Jablanica Fm, 16 – Obnca Fm, 17 – Svileuva Fm, 18 – „Bituminous Limestone”, 19 – Dolovo Fm, 20 – Cerova Fm, 21 – Kriva Reka Fm, 22 – Podvidača Fm, 23 – Donji Volar Fm, 24 – Japra Fm, 25 – Radomirovac Fm, 26 – „ooidic limestone”, 27 – Tomašica Fm, BTM = bioturbated limestone, DK = Derviš Kula Mb, SK = Sebesviz Conglomerate, PK = Podbukovi Conglomerate. Fm = Formation, Mb = Member, Kronosztratigráfiai egység = Chronostratigraphic unit

karbon formációi legalább részben a Bükki-terrénumba tartozó szendrői paleozoikum egyidejű megfelelőinek tekinthetők. A markuševaci kőbányából (BELAK in ŠIKIĆ 1995) ĐURĐANOVIĆ (1973) kora-baskír kort bizonyító *Idiognathoides corrugatus* Conodontát közölt. Ugyanitt (Pantić és Sremac vezetése mellett) Kovács S. megfigyelése szerint a Rakacai Márvány, Verebeshegyi Mészke és a Szendrői Fillit megfelelői vannak feltárva. Másutt a mészke az Abodi Mészke típusos cipollinójával egyezik meg.

Következtetések

Összehasonlítva a jelenleg egymástól messzire eltávolodott Jadari- és Bükki-terrénum felső-paleozoos és perm-triász sorozatát, közöttük sokkal több hasonlóságot fedezhetünk fel, mint a jelenlegi szomszédságukban levő tektonosztratigráfiai egységek hasonló korú képződményeivel. A Karni-Alpok klasszikus karbon–perm sorozatával való összehasonlítás (2. és 3. ábra) ezek szoros összefüggését mutatja a Nyugati-Paleotethys–Neotethys régióban elfoglalt egykori helyzetüknek megfelelően. A sorozatok elemzése alapján a következő fő következtetések vázolhatók:

1. A variszkuszi szinorogén és posztorogén fejlődés során az összehasonlított egységek mindegyike a dél-európai variszkuszi előtérhez, azaz FLÜGEL (1990) és NEUBAUER, VON RAUMER (1993) szerint a Nori–Boszniai-zónához vagy VAI (1995, 1998) szerint a Karni–Dinári-blokkhoz tartozott. Mindezek a variszkuszi takarórendszer frontján különböző időszakaszokban kialakult flismedence-rendszer részei voltak (NEUBAUER, VON RAUMER 1993, VOŽAROVÁ 1998). Ezt a körzetet főként a perm-ből a triászba átmenő folyamatos tengeri üledékképződés jellemzi.

2. A Jadari-allochtonban a medencebeli és sekélytengeri karbonátüledék-lerakódást a variszkuszi flisképződés jórészt megelőzte, vagy a kettő részlegesen egyidejű volt (összefogazódás a Đulimi Formációval); a Szendrői-egységben viszont a flisképződés főként követte a medencebeli és sekélytengeri karbonátfelhalmozódást, vagy részben egyidejű volt azzal (összefogazódás a Verebeshegyi Mészke Tagozattal). Fontos megjegyezni, hogy a medence fáciesű karbonátfelhalmozódás mind a Jadari-allochtonban, mind a Szendrői- és Upponyi-egységben hasonló litológiai jellegekkel (sötétszürke – sötét kékeszürke mészke = Đulimi Formáció, Lázberci Formáció és Verebeshegyi Mészke Tagozat) az alsó-baskír *Idiognathoides sinuatus* zónához kötődött, miként a grazi paleozoikum Dulti Formációjában is (EBNER et al. 1991, 1998), habár az a Karni-Alpokban befejeződik a tournéi–viséi határon.

Bár a Jadari-allochtonban a sekélytengeri Rudinei Formáció posztdataálja, a Szendrői-egységben pedig a Rakacai Márvány Formáció főleg predataálja a variszkuszi flisképződést, az előbbi lehet nem metamorfizált fácies-ekvivalense az utóbbinak. A karbon ősmaradvány-tartalmú bioherma-kifejlődés jelenléte az összehasonlított egységek

egyikében azért fontos, mert a Rakacai Márvány ekvivalense a Karni-Alpok karbonjában csak törmelékként fordul elő (FLÜGEL, SCHÖNLAUB 1990; EBNER et al. 1991, 1998).

3. A Karni-Alpokban a karni tektonikai fázis folyamán végbement déli vergenciájú áttolódással és gyűrődéssel (VAI 1975, 1998; CASTELLARIN, VAI 1981) szemben ilyen tektonikára és kapcsolódó metamorf eseményre a Jadari- és Bükki-terrénumban nincs bizonyíték, azaz az Ivoviki és Kriva Reka-i, illetve Szilvásváradai és Mályinkai Formáció variszkuszi metamorfózisa nem igazolható (ÁRKAI 1983). A Bükki-terrénumban a paleozoos és triász képződmények ugyanolyan mértékű, anchi- és az epizóna határára eső (kb. 300 °C és kb. 2,5 kbar) metamorfózist szenvedtek a középső-kréta során. Az újgenerációs fehércsillámokon mért radiometrikus korok alapján a koradatok átlaga 118 M év. Valószínűleg a kőzetek intenzív képlékeny deformációja is ehhez az eseményhez kapcsolódik (ÁRKAI et al. 1995).

4. A bükki karbon kifejlődése sok egyezést mutat a Dinaridák–Karni-Alpok–Karavankák-hegységrendszer karbon kifejlődésével (SCHRÉTER 1943, BALOGH 1964). A Karni-Alpok Auernigi Formációcsoportja mutatja a pARTHÓZ legközelebbi kifejlődést számos kvarckonglomerátumbetelepüléssel, a Jadari-terrénum Kriva Reka-i Formációjának 90 m vastag fusulinidás mészkeve viszont — a sziliciklasztok hiánya alapján — külső selfperemi kifejlődésű. A Bükki-egység Mályinkai Formációjának 400 m-nél vastagabb, kevés konglomerátumot tartalmazó agyagpala-homokkő–mészke sorozata e kettő közötti átmenetet képvisel. Az Auernigi Formációcsoport bázisán lévő konglomerátum (Bombasói Formáció) Fusulinák alapján (KAHLER, KAHLER 1982) a középső-karbon mjacskovói szintjébe tartozik. Podolszki–mjacskovóinak bizonyult a bükki két alsó mészkeszint (BALOGH 1964), ezek alapján a Kapubérci Tagozat felső mészkeszintjébe települő Tarófi Konglomerátum azonosítható a Bombasói (Waideggi) Formáció szintjével. Ebből láthatóan a Bükk fáciesterületén a karbonátos üledékképződés korábban kezdődött, mint a Karni-Alpokban.

5. A Bükki-egységben diszkonformitás bizonyítható a Szentléleki Formációnak a Mályinkai Formáció különböző szintjeire településével, posztkarbon kiemelkedést és eróziót jelezve. A Jadari-terrénumban a felső-paleozoos üledékhézag egyértelmű a Kriva Reka-i Formáció és a középső-perm törmelékeny összlet (Cerovai Formáció) közt. A Karni-Alpok 800 m vastag Rattendorfi és Trogkofeli Formációcsoportjának megfelelői mindkét egységben hiányoznak.

6. A Bükki- és a Jadari-terrénum rétegsora szinte tökéletes egyezést mutat a perm képződmények bázisától a triász végéig — jura kezdetéig (4. ábra). A középső-perm Neotethys-transzgresszió mind a Jadari-terrénumban, mind a Bükkben parti síkságon lerakódott homokkővel kezdődik. A Farkasnyaki Tagozatnak megfelel a Cerovai Formáció, mindkettő bázisában megtalálható a max. 15 m vastag, karbon mészkeszítőredékekből álló, a Karni-Alpok Tarvisioi

Breccsájával azonosítható Bobovai Breccsa. A Garadnavölgyi Tagozat megfelelője a Dolovói Formáció.

A fejlődéstörténet fő jellemzői:

— Tengeri perm üledékek (bellerophonos mészkő általában) átmenettel a tengeri alsó-triász egységbe (a „határmárga” jelenlétét a perm–triász határon eddig csak a Bükki-egységben bizonyították).

— Sekélyself fáciesű alsó-triász; sziliciklasztit és karbonát váltakozása, különböző szintekben ooidos mészkő, a legfelső szintben bioturbált mészkő. A bükki Gerenavári Formáció megfelelőjének tekinthető a Jadari-terrénum Svileuvai Formációja és a Sana–Unai-terrénum Radomirovaci Formációja. Jelentős fácieshasznosság mutatkozik a Dolomitok Werfeni Formációjának a Teserői horizont és a gastropodaoolitos tagozat szakaszával. Teljes azonosság mutatkozik a Jadari-terrénum Obnicai Formációjával, valamint ettől ÉNy-ra a Sana–Unai-terrénum Radomirovaci Formációjával (PROTIĆ et al. 2000). A Dolomitok Werfeni Formációjának felső tagozatai közül a Campili Tagozattal (BROGLIO LORIGA et al. 1990) az Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat, míg a Val Badia-i Tagozattal és a Cencenighe alsó szakaszával a Lillafüredi Tagozat korrelálható. Az Újmassai Mészkő Tagozatnak megfelelő tagozat a San Lucanó-i Tagozat, bár a két képződmény fáciese alapvetően különbözik, ezt már az Alsó Serlai Dolomit Formáció bázisába sorolták, azzal a megjegyzéssel, hogy az lenyúlik az olenyoki emeletbe.

— Anisusi sekélyself-környezet peritidális dolomittal. A Sebesvízi típusú konglomerátum néhány blokk kiemelkedését jelzi.

— Kora-ladin andezites vulkanizmus; a Jadari-blokkban a Tronošai Formáció, a Sana–Unai-terrénumban a Donji Volar-i Formáció, a Bükkben a Szentistvánhegyi For-

máció. A Déli-Alpok rétegsorában a Buchensteini (Livina-longói) Formáció alsó „pietra verde” szakasza feleltethető meg ennek.

— A középső–késő-triászban a karbonátplatform és medencekörnyezet differenciálódása.

7. A legkorábbi jurától (kevés tűzköves mészkő képződése után) egyelőre nincs elegendő vizsgálati eredmény az összevetéshez. Az ofiolitos melanzs képződményegyüttese a bükki Mónosbéli Formációcsoporthoz feleltethető.

8. A terrénumok eredeti helye a Neotethys dinári szegélyén, a ma ÉNy-Boszniában levő Sana–Unai-terrénum közelében volt (PROTIĆ et al. 2000). Ebből a helyzetből a Jadari-terrénum a késő–krétában jobbosan keletebbre tolódott (KARAMATA et al. 1994; KARAMATA, Krstić 1996), a Bükki-terrénum pedig a (késő–kréta)–kainozoos transzpressziós mozgások következtében került mai helyzetébe (CSONTOS et al. 1992). A relatívan „helyben maradt” Sana–Unai-terrénum ugyanakkor a külső–dinári takarórendszer legbelső elemévé vált.

A Nagybátony Nb–324 fúrás paleozoikuma (KOZUR 1984; KOVÁCS S., BÉRCZINÉ MAKK in FÜLÖP 1994), a Bugyi–Sári-magasrögben leírt tengeri felső-perm dolomit–mészkő rétegsor (SIDÓ 1974. p. 28) BÉRCZINÉ MAKK (1978) és a Közép-dunántúli szerkezeti egység formációi (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER 2004) szakadozott kapcsolatot jelezhetnek a Dinaridák felé.

Köszönetnyilvánítás

A kölcsönös terepbejárásokat és a tanulmány elkészítését az OTKA T. 047121 számú szerződése segítette. Köszönet illeti dr. Haas János gondos lektori és dr. Balla Zoltán szerkesztői munkáját.

Irodalom — References

- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpin metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic Formations of the Bükkium, NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 26 (1–2), pp. 83–101
- ÁRKAI, P., BALOGH, KAD., DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* 84 (2), pp. 334–344.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei (Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 48 (2), 719 p.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1978: Tengeri felsőperm üledékek Budapesttől DK-re a Sári-2. sz. szénhidrogénkutató fúrásban (Upper Permian marine sediments in hydrocarbon exploring borehole Sári-2, southeast of Budapest (Hungary)). — *Földtani Közlöny* 108 (3), pp. 313–327.
- BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J. 1984: A szenon nekézsényi konglomerátum formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata (The Nekézsény Conglomerate Formation of Senonian age: a sedimentological and tectonic study of the stratotype section). — *Földtani Közlöny* 114 (1), pp. 81–100
- BROGLIO LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZ SCHEFFER, A., POSENATO, R., SZABÓ, I., TÓTH MAKK, Á. 1990: The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. — *Memorie di Scienze Geologiche* 42, pp. 41–103
- BUDUROV, K., PANTIĆ, S. 1974: Die Conodonten der Campiller Schichten von Brassina (Westserbien). I. Stratigraphie und Conodonten-Zonen. — *Bulletin of the Geological Institute, Series Paleontology* (Sofia) 23, pp. 105–113.
- CASTELLARIN, A., VAI, G. B. 1981: Importance of Hercynian tectonics with the framework of the Southern Alps. — *Journal of Structural Geology* 3 (4), pp. 477–486.
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése (Stratigraphic reevaluation of the Bükk Mts (N Hungary)). — *Földtani Közlöny* 130 (1), pp. 95–131.

- CSONTOS L., DOSZTÁLY L., PELIKÁN P. 1991: Radioláriák a Bükk-hegységből (Radiolarians from the Bükk Mts.). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, pp. 357–381.
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, F., KOVÁCS, M. 1992: Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. – *Tectonophysics* 208 (1–3), pp. 221–241.
- CSONTOSNÉ KIS K., PELIKÁN P. 1990: Bükk, Nagyvisnyó, Bálvány-Észak, Nagyvisnyói Mészko Formáció, Gerennavári Mészko Formáció. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 136, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 5 p.
- DOBOSI, G. 1986: Clinopyroxene composition of some Mesozoic igneous rocks of Hungary: The possibility of identification of their magma type and tectonic setting. – *Ophioliti* 11 (1), pp. 19–34.
- DOBRIĆ, D., KARAMATA, S., PEŠIĆ, L. 1981: The metamorphic grade of the Paleozoic rocks of the Jadar area (Serbia). – *Zapiski Srpskog Geoloskog društva za 1980. godinu* (Beograd), pp. 67–70.
- ĐURĐANOVIĆ, Z. 1973: O paleozoiku i trijasu Medvednice (Zagrebačke Gore) i područja Dvora na Uni na Temelju konodonta (About the Paleozoic and the Triassic of Medvednica Mountain and the area near Dvor na Uni on the basis of Conodonts). – *Geološki Vjesnik* 25 (1971), pp. 29–49.
- EBNER, F., KOVÁCS, S., SCHÖNLAUB H. P. 1991: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der Sedimentären fossilführenden Vorkommen. – In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. [eds]: *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 1*, pp. 263–294.
- EBNER F., KOVÁCS S., SCHÖNLAUB H. P. 1997: A Szendrői- és Upponyi-hegység paleozoikumának összehasonlítása a Karni-Alpok-Déli-Karavankák paleozoikumával és a grazi-paleozoikummal. – In: HAAS J. (szerk.): *Fülöp József emlékkönyv*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 157–177.
- EBNER, F., KOVÁCS, S., SCHÖNLAUB, H. P. 1998: Stratigraphic and facial correlation of the Szendrő-Uppony Paleozoic (NE Hungary) with the Carnic Alps – South Karawanken Mts. and Graz Paleozoic (Southern Alps and Central Eastern Alps); some paleographic implications. – *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 355–388.
- FILIPOVIĆ, I. (ed.) 1995: The Carboniferous of Northwestern Serbia. – *Rasprave Geoloska Zavoda „Gemini”* 25, 104 p.
- FILIPOVIĆ, I., PAJIĆ, V., STOJANOVIĆ-KUZENKO, S. 1975: Biostratigraphy of the Devonian in Northwest Serbia. – *Rasprave zavoda za geološka i geofizika istraživanja NR Srbije* 12, 91 p.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D. 1994: Variscan Olistostromes of Western Serbia and Eastern Bosnia. – *Geološki anali Balkanskoga poluostrva* 58 (2), pp. 65–72.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY., SUDAR, M. 1998: Late Variscan evolution of the Jadar and Bükkium terranes: a comparison. – *XVI. Congress Carpathian-Balkan Geological Association (30 August - 2 September 1998, Vienna). Abstracts, Geological Survey, Austria (Vienna)*, 163 p.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY., HIPS, K. 2003: Comparison of the Variscan – Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and „Bükkium” (NE Hungary) terranes; some paleographic implications. – *Slovak Geological Magazine* 9 (1), pp. 23–40.
- FLÜGEL, H. W. 1990: Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik. – *Jahrbuch. Geologische Bundesanstalt* 133 (2), pp. 181–221.
- FLÜGEL, E., SCHÖNLAUB, H. P. 1990: Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C., KRAINER, K. (eds): *Field Workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo/Nassfeld Basin (Carnic Alps)*. Abstracts, pp. 15–19.
- FORIÁN-SZABÓ, M., CSONTOS, L. 2002: Tectonic structure of the Kisfennsík area (Bükk Mountains, NE Hungary) – *Geologica Carpathica* 53 (4), pp. 223–234.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- HAAS, J., HIPS, K., PELIKÁN, P., ZAJZON, N., GÖTZ, A. E., TARDI-FILÁČZ, E. 2004: Facies analysis of marine Permian/Triassic boundary sections in Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 47 (4), pp. 297–340.
- HAAS, J., DEMÉNY, A., HIPS, K., VENNEMANN, T. W. 2006: Carbon isotope excursions and mikrofacies changes in marine Permian-Triassic boundary sections in Hungary. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 237 (2–4), pp. 160–181.
- HAAS, J., DEMÉNY, A., HIPS, K., ZAJZON, N., WEISZBURG, T. G., SUDAR, M., PÁLFY, J. 2007: Biotic and environmental changes in the Permian-Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains, Hungary. – *Global and Planetary Change* 55 (1–3), Special Issue Environmental and Biotic Changes during the Paleozoic-Mesozoic Transition, pp. 136–154.
- HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS., ÁRVA-SÓS E., BALLA M., KUBOVICS, I. 1996: Mesozoic igneous suites in Hungary: Implications for genesis and tectonic setting in the northwestern part of Tethys. – *International Geology Review* 38 (4), pp. 336–360.
- HIPS, K., PELIKÁN, P. 2002: Lower Triassic shallow marine succession in the Bükk Mountains, NE Hungary. – *Geologica Carpathica* 53 (6), pp. 351–367.
- JOVANOVIĆ, D. 1992: Sedimentological characteristics and reconstruction of depositional environments of Paleozoic sediments in western part of Jadar area. – *Kézirat*, PhD tézisek, Rudarsko-Geološki Fakultet Univerziteta U Beogradu, 98 p.
- KAHLER, F., KAHLER, G. 1982: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen (Contributions to the knowledge of the Fusulinids from the Eastern Alps: Upper Carboniferous Fusulinids from the Carnic Alps). – *Palaeontographica, Abteilung A*. 177 (4–6), pp. 89–128
- KARAMATA, S., KRSTIĆ, B., DIMITRIJEVIĆ, M. D., KNEŽEVIĆ, V., DIMITRIJEVIĆ, M. N., FILIPOVIĆ, I. 1994: Terranes between the Adriatic and the Carpatho-Balkan arc. – *Bulletin Tome CVIII, Academie Serbe Sciences et des Arts, Classe des Sciences mathematiques et naturelles, Sciences naturelles* 35, pp. 47–68.
- KARAMATA, S., KRSTIĆ, B. 1996: Terranes of Serbia and neighbouring areas. – In: KNEŽEVIĆ-ĐORĐEVIĆ, V., KRSTIĆ, B. (eds): *Terranes of Serbia*. Faculty of Mining and Geology, University of Belgrade and Committee for geodynamics, Belgrade, pp. 25–40.
- KOVÁCS, S. 1992: Stratigraphy of the Szendrő-Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary). – In: VOZÁR J. (ed.): *Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. Special volume of IGCP Project 276: Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys*. GÜDS, Bratislava, pp. 93–108.
- KOVÁCS, S., PÉRO, Cs. 1983: Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northeastern Hungary). – In: SASSI, F. P., SZEDERKÉNYI, T. (eds): *IGCP Project 5. Newsletter* 5, pp. 58–65.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., ÁRKAI, P., BUDA, GY., LELKESE-FELVÁRI, GY., NAGYMAROSY, A. 1997: Explanation to the terrane map of Hungary. – In: PAPANIKOLAU, D. (ed.): *IGCP Projekt No. 276 Terrane Maps and Terrane Descriptions*. –

- Annales géologiques des Pays Helléniques (Athens)* 37 (1996–1997), pp. 245–270.
- KOVÁCS, S., SZEDERKÉNYI, T., HAAS, J., BUDA, GY., CSÁSZÁR, G., NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostatigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. — *Acta Geologica Hungarica* 43 (3), pp. 225–328.
- KOZUR, H. 1984: A Nagybátöny–324. sz. fúrás oligocén előtti képződményeinek rétegtani besorolása és tektonikai értékelése (Die stratigraphische Einstufung der voroligozänen Schichtenfolge der Bohrung Nagybátöny–324 und ihre tektonische Auswertung). — *Földtani Közlöny* 114 (1), pp. 61–79.
- KOZUR, H. 1990: Neue Ostracoda-Arten aus dem Oberen Mittelkarbon, Mittel- und Oberperm des Bükk-Gebirges (N-Ungarn). — *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband* 2 (1985) (1), pp. 1–145.
- NEUBAUER, F., RAUMER, J. F. VON 1993: The Alpine Basement – Linkage between Variscides and East-Mediterranean Belts. — In: RAUMER, J. F. VON, NEUBAUER, F. (eds): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*. Springer Verlag, Berlin, pp. 641–664.
- PANTIĆ, S. 1969: Litostratigrfske i mikropaleontološke karakteristike srednjeg i gornjeg perma zapadne Srbije (Caractéristiques lithostratigraphiques et micropaléontologiques du Permien moyen et supérieur de la Serbie occidentale). — *Vesnik zavod za geološka i geofizička istraživanja Seria A* 27, pp. 201–211.
- PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S. 1994: The Micropaleontologic and Biostratigraphic Characters of Upper Permian and Lower Triassic Sediments in Northwestern Serbia. — *Geološki anali Balkanskoga poluostrva* 58 (2), pp. 129–168.
- PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S. 1997: Upper Permian Rocks in Geologic Sections at Dvorska et Krasava, with Particular Reference to the Horizon with Richthofenia Bioherms (Krupanj Environs, Northwestern Serbia). — *Geološki anali Balkanskoga poluostrva* 60 (1), pp. 167–201.
- PELIKÁN P. (szerk.) 2005: A Bükk hegység földtana. Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez 1:50 000. (Geology of the Bükk Mountains. Explanatory Book to the Geological Map of the Bükk Mountains 1:50 000.) — *Magyarország tájegységi térképsorozata*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.
- PELIKÁN P., DOSZTÁLY L. 2000: A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük (Jurassic formations of the Bükkzsérc boreholes (SW Bükk Mts, NE Hungary) and their structural setting). — *Földtani Közlöny* 130 (1), pp. 25–46.
- PEŠIĆ, L., RAMOVŠ, A., SREMAC, J., PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S., FILIPOVIĆ, I., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P. 1988: Upper Permian deposits of the Jadar Region and their position within the Western Paleotethys. — In: CASSINIS G. (ed.): *Proceedings of the Field Conference on: Permian and Permian–Triassic boundary in the south-alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports*. Brescia, 4–12 July 1986. — *Memorie della Società Geologica Italiana* 34 (1986), pp. 211–219.
- POSENATO, R., PELIKÁN, P., HIPS, K. 2005: Bivalves and Brachiopods near the Permian–Triassic boundary from the Bükk Mountains (Bálvány-north section, Northern Hungary). — *Rivista Italiana di Paleontologia et Stratigrafia* 111 (2), pp. 215–232.
- PROTIĆ, L., FILIPOVIĆ, I., PELIKÁN, P., JOVANOVIĆ, D., KOVÁCS, S., SUDAR, M., HIPS, K., LESS, GY., CVJIĆ, R. 2000: Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Jadar Block, Sana–Una and „Bükkium” terranes. — In KARAMATA, S., JANKOVIĆ, S. (eds): *Proceedings of the International Symposium „Geology and Metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone”*. pp. 61–69
- RAMOVŠ, A., PEŠIĆ, L., SREMAC, J. 1986: Upper Permian deposits of the Jadar region and their position within the Western Paleotethys. — *XVI Kongres Geologa Jugoslavije (Tara, 1986), knjiga 2, Stratigrafija, paleontologija, regionalnaja geologija* pp. 69–81.
- RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. 2004: A Közép-dunántúli szerkezeti egység formációi (Formations of the Mid Transdanubian Zone). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2002*, pp. 175–187.
- SCHRÉTER Z. 1935: A Bükk-hegység triáskképződményei (Über die Triasbildungen des Bükk-Gebirges). — *Földtani Közlöny* 65 (4–6), pp. 90–105.
- SCHRÉTER Z. 1936: Lyttonia a Bükk hegységből (Lyttonia aus dem Bükk-Gebirge). — *Földtani Közlöny* 66 (4–6), pp. 113–121.
- SCHRÉTER Z. 1943: A Bükk-hegység geológiája. — *Beszámoló a magyar királyi Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól. A magyar királyi Földtani Intézet 1943. évi jelentésének függeléke* 5 (7), pp. 378–411
- SCHRÉTER Z. 1949: Trilobiták a Bükk hegységből (Trilobiten aus dem Bükk-Gebirge). — *Földtani Közlöny* 78 (1–12) (1948), pp. 25–39
- SCHRÉTER Z. 1959: A Bükk-hegység tengeri eredetű perm képződményei (Die marinen Permabildungen des Bükk-Gebirges). — *Földtani Közlöny* 89 (4), pp. 364–373.
- SIDÓ, M. 1974: Paläontologische und stratigraphische Untersuchung der Kleinforaminiferen aus dem Jungpaläozoikum des Bükkgebirges. — In: SIDÓ, M., ZALÁNYI, B., SCHRÉTER, Z.: *Neue paläontologische Ergebnisse aus dem Oberpaläozoikum des Bükkgebirges*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 11–93.
- ŠIKIĆ, K. (ed.) 1995: *Geološki vodič Medvednice*. — *Instituta Geološka. Istraživanja*, Zagreb, 199 p.
- SIMIĆ, V. 1938: Über die jungpaläozoischen Fazies in Westserbien. — *Vesnik Geološkog instituta Kraljevine Jugoslavije* 6, pp. 79–108.
- SUDAR, M. 1986: Triassic microfossils and biostratigraphy of the Inner Dinarides between Gučevo and Ljubišnja Mts., Yugoslavia. — *Geološki anali Balkanskoga poluostrva* 50, pp. 151–394.
- SZOLDÁN, Zs. 1990: Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts (NE Hungary). — *Acta Mineralogica–Petrographica, Szeged* 31, pp. 25–42.
- VAI, G. B. 1975: Hercynian basin evolution of the Southern Alps. — In: SQUYRES, C. (ed.): *Geology of Italy*. Earth Sciences Society of the Libyan Arab Republic, Tripoli, II, pp. 293–298.
- VAI, G. B. 1995: Crustal evolution and basement elements in the Italian area: paleogeography and characterization. — *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* 36 (141–144), pp. 411–434.
- VAI, G. B. 1998: Field trip trough the Southern Alps: an introduction with geologic settings, paleogeography and Paleozoic stratigraphy. — In: PERRI, M. C., SPALLETTA, C. (eds): *Southern Alps Field Trip Guidebook. VII-th European Conodont Symposium, Giornale di Geologia (Bologna)* 60. Spec. Issue, pp. 1–38.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső triászban (Evolution of the area from the Berva Valley to the Hór Valley in the Middle–Upper Triassic). — *Földtani Közlöny* 130 (1), pp. 47–93.
- VOZÁROVÁ, A. 1998: Late Carboniferous to Early Permian time interval in the Western Carpathians, Northern Tethys Margin. — *Geodiversitas* 20 (4), pp. 621–641.

Platformok és medencék kialakulása és fejlődése a Bakony középső-triász története során

Middle Triassic platform and basin evolution of the Bakony Mts, Hungary

BUDAI TAMÁS

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest Stefánia út 14.

. ■■■■■

Tárgyszavak: szinszediment tektonika, eusztatikus tengerszintváltozás, vulkanizmus, karsztosodás, Bakony

Összefoglalás

A litofáciesek laterális és vertikális elrendeződése, a fáciesváltások jellege és a biofáciesek értelmezése alapján a szerző rekonstruálja azokat a földtani eseményeket, amelyek az üledékképződési környezetek kialakulását és az üledékképződés jellegét meghatározták, továbbá ösföldrajzi elemzések alapján értelmezi a Déli- és a Keleti-Bakony platformjainak és medencéinek egymástól eltérő fejlődését a középső-triász során.

Keywords: synsedimentary tectonics, eustatic sea-level changes, volcanism, karstification, Bakony Mts, Hungary

Abstract

The goal of the author is to present a reconstruction of the Middle Triassic basin and platform evolution of the Bakony Mts based on the facies patterns and connections of platform and basin successions (BUDAI, HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997; HAAS, BUDAI 1999; BUDAI et al. 2001a, b; Budai, Vörös 2006). The Middle Triassic succession of the Southern and the Eastern Bakony shows characteristic differences (Figures 2 and 3). Palinspastic restoration was performed to explain these.

During the Pelsonian (Balatonicus Chron) the evolution of the basins and platforms was mostly controlled by synsedimentary tectonics leading to disintegration of the Bithynian carbonate ramp (Megyehegy Dolomite). Above the blocks of the drowned ramp „halfgraben” basins were formed (Felsőörs Formation), whereas isolated platforms (Tagyon Formation) developed on the uplifted ones in the middle part of the Balaton Highland and on the Veszprém Plateau (Figure 4). Due to the relative sea-level fall in the early Illyrian, the platforms became subaerially exposed and karstified (Figure 5).

As a consequence of the late Illyrian tectonic subsidence (that was accompanied by formation of neptunian dykes) the Pelsonian platforms were drowned (Camunum Subchron). The deepening of the basins was continuous during the latest Illyrian (Reitzi Subchron) due to an eustatic sea-level rise (Figure 6). It was followed by a short highstand period (Secedensis Chron), characterised by the first progradation of the Budaörs platform in the area of the Veszprém Plateau and enhanced input of carbonate particles from the platforms (highstand shedding) into basins and onto submarine highs in the Balaton Highland basin (Figure 7).

Due to the next rapid sea-level rise, carbonate sedimentation continued in pelagic basin from the Fassanian in the area of the Southern Bakony (Buchenstein Formation). On the contrary, the Ladinian basin of the Eastern Bakony was filled up by coarse grained volcanoclastics (Inota Formation) similar to the Wengen-type successions of the Southern Alps (Figure 8). The lack of volcanoclastics in the starved basin of the Southern Bakony indicates that the two sedimentary environments were separated by paleohighs (probably by platforms) from each other during the Ladinian.

At the beginning of the late Longobardian highstand period (Regoledanus Chron) the Budaörs platform intensively prograded from the Veszprém Plateau to the southwest, causing highstand shedding in the Balaton Highland basin (Figure 9).

. ■■■■■

Bevezetés

A jelen dolgozat az akadémiai doktori disszertációk kivonata, amely a Déli- és a Keleti-Bakony középső-triász platformjainak és medencéinek kialakulását és fejlődéstörténetét foglalja össze (BUDAI 2006). Az alábbiakban nem térek ki az egyes képződmények, illetve a dolgozatban bemutatott és részletesen elemzett szelvények ismertetésére, mivel azok túlnyomó része már korábban megjelent nyomtatott publikációkban (BUDAI, HAAS 1997, BUDAI et al. 1999, BUDAI et al. 2001a, b, BUDAI, VÖRÖS 2006).

Földtani felépítés

A Bakony középső-triász képződményei a hegység DK-i peremén bukkannak felszínre, amelynek DNy–ÉK-i csapá-

sa mentén végig nyomozhatók kisebb-nagyobb megszakadásokkal a Tapolcai-medencétől a Móri-árokig (1. ábra).

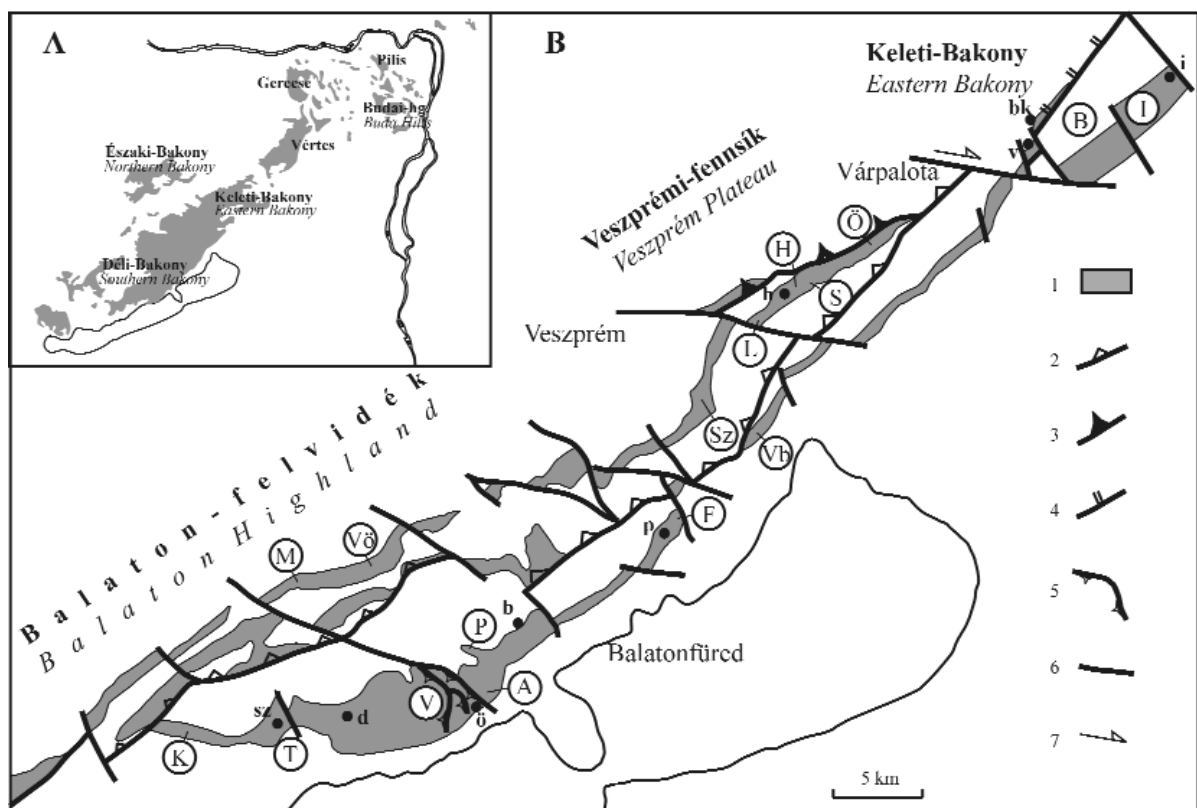
A középső-triász képződmények kifejlődését tekintve a Déli- és a Keleti-Bakony jelentősen eltér egymástól.

A dél-bakonyi középső-triász képződmények fácies-eloszlásának legfontosabb sajátosságai a következők (2. ábra):

- a pelsői platformkarbonátok (Tagyoni Formáció) elterjedése szigetszerű a Balaton-felvidék középső részén, ugyanakkor jelentősebb kiterjedésű kőzettestként jelennek meg a Veszprémi-fennsík;

- a pelsői–illír hemipelágikus medenceüledékek (Felsőörsi Formáció) félárok-jellegű medencét töltenek ki;

- a felső-illír medencefáciesek (Vászolyi Formáció) éles határral és jelentős üledékhézaggal települnek a pelsői platformkarbonátok felett;



1. ábra. A triász képződmények felszíni elterjedése a Dunántúli-középhegységben (A), és a középső-triász képződmények felszíni elterjedése Bakony DK-i szárnyán (B) a fontosabb felszíni feltárások és a rétegsort harántolt fúrások feltüntetésével

1 – a középső-triász képződmények felszíni elterjedése; 2 – Litéri-feltolódás; 3 – Hajmáskéri-feltolódás; 4 – Bakonykúti-feltolódás; 5 – haránt irányú feltolódás; 6 – vető, 7 – csapásmenti elmozdulás a Telegdi-Roth-vonal mentén. A középső-triász összletet feltáró reprezentatív feltárások és fúrások: A = Aszófő (Farkókő); B = Baglyas; F = Felsőörs (Forrás-hegy); H = Hajmáskér (Berek-hegy); I = Iszka-hegy; K = Köveskál (Horog-hegy); L = Litér (murvabánya); M = Mencshely, Cser-tető; P = Pécsely (Meggy-hegy); Ö = Öskü; S = Sóly (Ór-hegy); Sz = Szentkirályszabadja (repülőtéri kőfejtő); T = Tagyon; V = Vászoly (Óreg-hegy); Vb = Vörösbény (Megye-hegy); Vö = Vöröstő, Akol-domb; b = Balatonfüred Bfü-1; bk = Bakonykúti But-2; d = Dörgicse Drt-1; h = Hajmáskér Hmt-3; i = Iszkaszentgyörgy Iszkt-1; p = Páloznak Pat-1; sz = Szentantalfa Szaf-1; v = Várpalota Vpt-3

Figure 1. Surface extension of the Triassic formations in the Transdanubian Range (A) and of the Middle Triassic formations along the southeastern flank of the Bakony Mts (B) with representative outcrops and boreholes

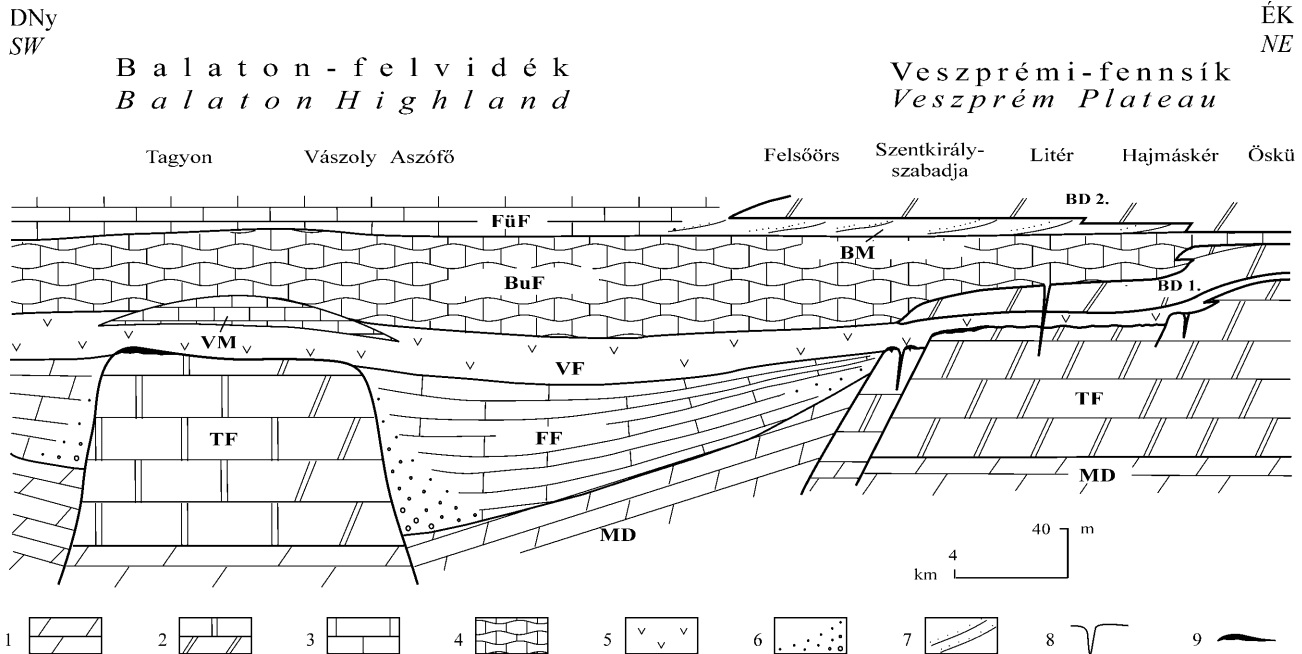
1 – Middle Triassic formations on the surface; 2 – Litér overthrust; 3 – Hajmáskér overthrust; 4 – Bakonykút overthrust; 5 – transverse overthrust; 6 – normal fault; 7 – strike-slip fault of the Telegdi-Roth line. Middle Triassic outcrops and boreholes: A = Aszófő (Farkókő); B = Baglyas; F = Felsőörs (Forrás Hill); H = Hajmáskér (Berek Hill); I = Iszka Hill; K = Köveskál (Horog Hill); L = Litér (quarry); M = Mencshely, Cser Hill; P = Pécsely (Meggy Hill); Ö = Öskü; S = Sóly (Ór Hill); Sz = Szentkirályszabadja (airport quarry); T = Tagyon; V = Vászoly (Óreg Hill); Vb = Vörösbény (Megye Hill); Vö = Vöröstő, Akol Hill; b = Balatonfüred Bfü-1; bk = Bakonykúti But-2; d = Dörgicse Drt-1; h = Hajmáskér Hmt-3; i = Iszkaszentgyörgy Iszkt-1; p = Páloznak Pat-1; sz = Szentantalfa Szaf-1; v = Várpalota Vpt-3

- a felső-illír vulkanoszedimentek (Vászolyi Formáció) általános elterjedésűek és átülepített jellegűek;
- a ladin pelágikus karbonátok (Buchensteini Formáció) kondenzáltak a medenceterületeken és változatos kifejlődést mutatnak a pelsői platformokon kialakult tenger alatti hátságokon;
- a ladin platformkarbonáttestek (Budaörsi Dolomit) összefogazódnak a medencefáciesekkel a Veszprémi-fennsíkon;
- a felső-ladin–alsó-karni karbonátturbidit medencefáciesek a platformokkal szomszédos medenceperemeken

teljes középső-triász platformkarbonát kifejlődésű (Budaörsi Dolomit);

- a felső-illír (Vászolyi Formáció) medencefáciesekben a tufák jelentősége alárendelt;
- a ladin medence-üledékeket proximális fáciesű vulkanoklasztitok alkotják (Inotai Homokkő).

A Keleti- és a Déli-Bakony középső-triász összlete közötti jelentős eltérések, azaz a két terület platformjainak és medencéinek egymáshoz viszonyított ösföldrajzi helyzete nehezen értelmezhető a későbbi tektonikus mozgások hatásának korrekciója nélkül (1. ábra). A hosszanti térrövidülé-



2. ábra. A középső-triász képződmények fácieskapcsolata a Balaton-felvidéken és a Veszprémi-fennsíkon (BUDAI et al. 2001a, BUDAI, VÖRÖS 2006)
 1 – karbonátos rámpafácies; 2 – platformkarbonát-fácies; 3 – hemipelágikus medencefácies; 4 – pelágikus medencefácies; 5 – vulkanoszediment; 6 – tektonikus platformperem lejtőlábi üledéke; 7 – progradáló platform lejtőlábi üledéke; 8 – neptuni telér; 9 – paleokarsztos nyesett felszín. Rövidítések: BD 1, BD 2. = Budaörsi platform 1. és 2. progradációja; BM = Berekhegyi Mészke; BuF = Buchensteini Formáció; FF = Felsőörsi Mészke; FÜF = Füredi Mészke; MD = Megyehegyi Dolomit; TF = Tagyoni Formáció; VF = Vászolyi Formáció, VM = Vászolyi Mészke

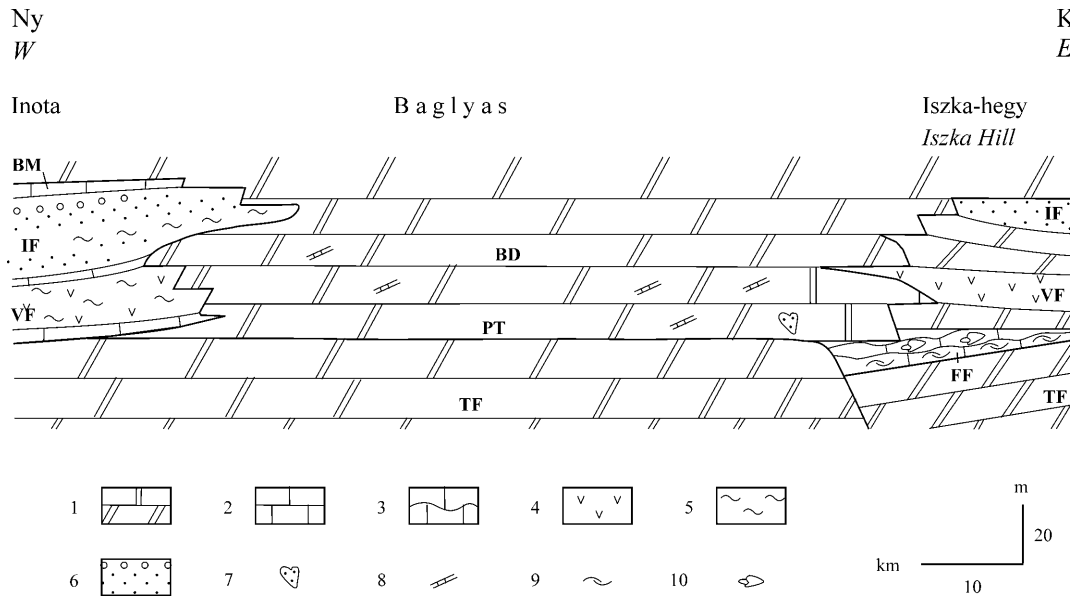
Figure 2. Relationship between Middle Triassic platform carbonates and basin facies on the Balaton Highland and the Veszprém Plateau
 1 – dolomites of ramp facies; 2 – limestones and/or dolomites of platform facies; 3 – limestones of hemipelagic basin facies; 4 – limestones of pelagic basin facies; 5 – volcanites; 6 – allodapic sediments of tectonically controlled platform slope; 7 – graded allodapic sediments of prograding platform slope; 8 – neptunian dykes; 9 – truncated paleokarst surface. Abbreviations: BD 1, BD 2. = Budaörs platform 1st and 2nd progradation; BM = Berekhegy Limestone; BuF = Buchenstein Formation; FF = Felsőörs Limestone; FÜF = Füred Limestone; MD = Megyehegy Dolomite; TF = Tagyon Formation; VF = Vászoly Formation, VM = Vászoly Limestone

proximális (Berekhegyi Mészke), míg a medence belső részén disztális kifejlődésűek (Füredi Mészke).

A Keleti-Bakony középső-triász összlete több vonatkozásban alapvetően eltér nemcsak a Balaton-felvidék, de a Veszprémi-fennsík hasonló korú képződmény-együttesétől is. A középső-triász kifejlődések fácieseloszlásának (3. ábra) főbb jellemzője, hogy

- a pelsői emelet teljes egészében platformkarbonát kifejlődésű (Tagyoni Formáció);
- az alsó-illír medenceüledékek (Felsőörsi Formáció) csekély vastagságúak és korlátozott elterjedésűek;
- a felső-illír–ladin medencefáciesek a vonulat ÉK-i és DNY-i peremére korlátozódnak, a vonulat középső részén a

ses szerkezetek (a Litéri-, a Hajmáskéri- és a Bakonykúti-feltolódás), valamint a jelentősebb elcsúszást eredményező csapásvetők (Telegdi-Roth-vonal) mentén lezajlott mozgások ugyanis igen közel hoztak egymáshoz olyan kifejlődésű képződményeket, amelyeknek az eredeti lerakódási helye és üledékképződési környezete között a jelenleginél lényegesen nagyobb távolságot kell feltételeznünk. Különösen érvényes ez a ladin üledékképződés idejére, amelynek során a Déli-Bakony pelágikus medencéiben kondenzált karbonátképződés, míg a Keleti-Bakonyban vulkanoklasztit lerakódása zajlott. Ezt az utólagos hatást palinszipasztikus rekonstrukcióval lehet kiküszöbölni. A képződmények elterjedése alapján becsült rétegtani amplitúdó szerint a fel-



3. ábra. A középső-triász képződmények fácieskapcsolata a Keleti-Bakonyban (BUDAI et al. 2001b alapján, módosítva)

1 – platformfáciesű karbonátok; 2 – lagúnafáciesű karbonátok; 3 – hemipelágikus medencefáciesű karbonátok; 4 – vulkanit; 5 – márga; 6 – vulkanoklasztit (homokkő, kavics); 7 – szivacs; 8 – Dasycladacea; 9 – Brachiopoda-kokvina; 10 – ammonitesz. Rövidítések: BD = Budaörsi Dolomit; BM = Berekhegyi Mészko; FF = Felsőörsi Mészko; IF = Inotai Formáció; PT = Piramitai Tagozat; TF = Tagyoni Formáció; VF = Vászolyi Formáció

Figure 3. Relationship between Middle Triassic platform carbonates and basin facies of the Eastern Bakony Mts

Legend: 1 – carbonates of platform facies; 2 – carbonates of lagoon facies; 3 – carbonates of hemipelagic basin facies; 4 – volcanites; 5 – marls; 6 – volcanoclastic sediments (sand, pebble); 7 – sponge; 8 – Dasycladales; 9 – brachiopod-coquina; 10 – ammonoids. Abbreviations: BD = Budaörs Dolomite; BM = Berekhegy Limestone; FF = Felsőörs Limestone; IF = Inota Formation; PT = Piramita Member; TF = Tagyon Formation; VF = Vászoly Formation

tolódások menti térrövidülést 8-10 kilométeres, a Telegdi-Roth-vonal menti eltolódást pedig 5 kilométeres visszatolással lehet kiegyenlíteni.

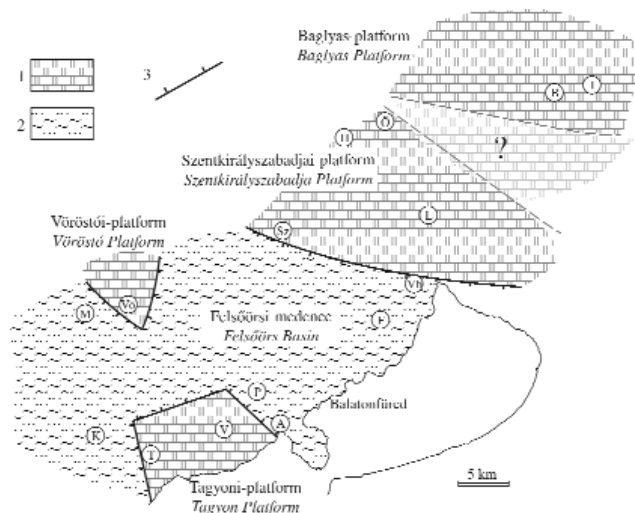
Fejlődéstörténet

A bakonyi platformok és medencék kialakulása az anisusi közepén, majd fejlődésük a karni elejéig az alábbiak szerint foglalható össze:

Az extenziós mozgások hatására a bithyniai karbonátos rámpa (Megyehegyi Dolomit) normál vetők mentén feldarabolódott a pelsői során (BUDAI, HAAS 1997; VÖRÖS et al. 1997; BUDAI, VÖRÖS 2006). A kiemeltebb helyzetben maradt területek fölött platformok, a süllyedők fölött félárokszerű hemipelágikus medencék alakultak ki (4. ábra).

A késő-anisusi során a pelsői platformok szárazra kerültek, és jelentős időn keresztül nem zajlott rajtuk üledék-képződés (BUDAI, HAAS 1997; HAAS, BUDAI 1999). A kora-illír során végbement jelentős relatív tengerszintesés részben euszatikus jellegű volt, de a transzpressziós mozgások által előidézett tektonikus kiemelkedésnek is komoly szerepe lehetett benne („Richthofen esemény” a Déli-Alpokban). A kiemelkedést és karsztosodást követően a platformterületeket ismét tenger borította el az illír közepén (5. ábra). A késő-anisusi relatív vízszint-emelkedés a Keleti-Bakony területén is a pelsői platform megfulladását eredményezte, a sekély lagúna és a nyílt tenger között később közvetlen kapcsolat alakult ki az illír közepén (Camunum szubkron). Az ezt

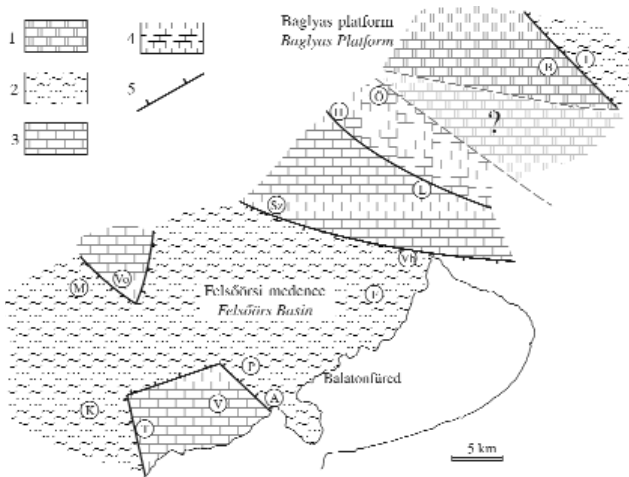
követő magas vízállású időszakban karbonátplatform jött létre az illír végén, amelynek peremén uralkodóan szivacsokból felépülő foltzátányok is kialakultak.



4. ábra. A délkelet-bakonyi platformok és medencék elrendeződése a pelsői (Balatonicus kron) idején (BUDAI, VÖRÖS 1992 és VÖRÖS et al. 1997 alapján, módosítva és kiegészítve)

1 – karbonátplatform; 2 – hemipelágikus medence; 3 – tektonikus platform-perem. A = Aszófő; B = Baglyas; F = Felsőörs; H = Hajmáskér; I = Iszka-hegy; K = Köveskál; L = Litér; M = Mencshely; P = Pécsely; Ö = Öskü; S = Soly; Sz = Szentkirályszabadja; T = Tagyon; V = Vászoly; Vb = Vörösberény; Vö = Vöröstó

Figure 4. Palaeogeographic setting of platforms and basins of the south-eastern Bakony during the Pelsonian (Balatonicus chron) 1 – carbonate platform; 2 – hemipelagic basin; 3 – tectonically controlled platform slope. Abbreviations see above



5. ábra. A délkelet-bakonyi platformok és medencék elrendeződése a középső-illír (Camunum subkron) során (Vörös et al. 1997 alapján, módosítva és kiegészítve)

1 – karbonátplatform; 2 – hemipelágikus medence; 3 – sekély szubtidális tenger alatti hátság; 4 – szárazra került platform; 5 – platform és tenger alatti hátság tektonikus pereme (a rövidítések magyarázatát lásd a 4. ábrán)

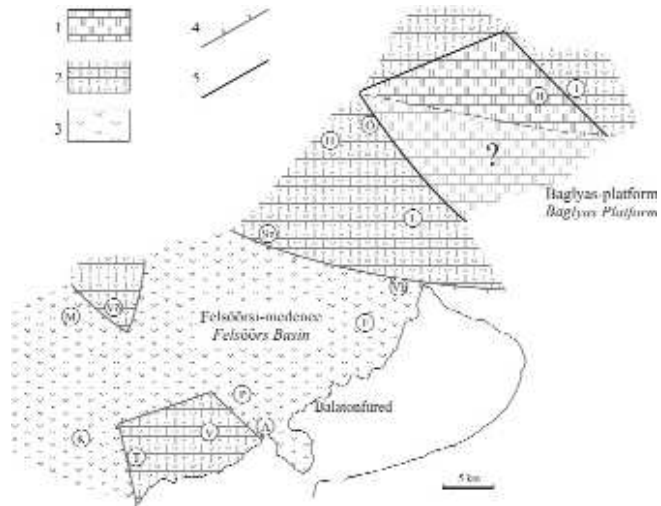
Figure 5. Palaeogeographic setting of platforms and basins of the south-eastern Bakony during the middle Illyrian (Camunum subchron)

1 – carbonate platform; 2 – hemipelagic basin; 3 – shallow subtidal submarine high; 4 – subaerially exposed platform; 5 – tectonically controlled slope of platforms and submarine highs. For abbreviations see Figure 4

A szinszediment tektonikának az illír során is meghatározó szerepe volt a platformok megfulladásában, amit a dél-bakonyi platformkarbonát összletet harántoló és középső-illír medencefáciesű üledékekkel kitöltött neptuni telérek igazolnak. A középső-illír szinszediment tektonikai aktivitást követően intenzív vulkanizmus játszódott le az illír késői szakaszában a Tethys nyugati területén (Reitzi kron). Ennek a savanyú-intermedier (kálitrachitos-andezites) vulkanizmusnak a termékei igen nagy területi elterjedésben ismertek a Déli-Alpok (elsősorban a Dolomitok és a Karni-Alpok) területén és a Dunántúli-középhegységben is, amelyből intenzív, robbanásos, feltehetően freatomagmás jellegű vulkáni működésre lehet következtetni (CROS, SZABÓ 1984; BUDAI, VÖRÖS 1993; BUDAI et al. 2005).

A késő-illír során a tengerszint relatív növekedése folyamatos volt a nyílt és viszonylag mély, pelágikus „Felsőörsi-medence” (VÖRÖS 1996, 2002; VÖRÖS et al. 1997), valamint a korábbi platformok fölött kialakult sekélytengeri hátságok területén (6. ábra).

Az anisusi végén (Secedensis kron) a tengerszint relatív növekedése rövid időre megtorpant (7. ábra). Ennek következménye lehetett a Dunántúli-középhegység ÉK-i területét uraló „Budaörsi-platform” első jelentősebb előrenyomulása a Balaton-felvidéki medence felé, a Veszprémi-fennsík területén keresztül (BUDAI et al. 2001a; BUDAI, VÖRÖS 2006), és ami jelentősebb mennyiségű karbonátüledék lerakódásával járt együtt a medencében és a tenger alatti hátakon is („high-stand shedding”).

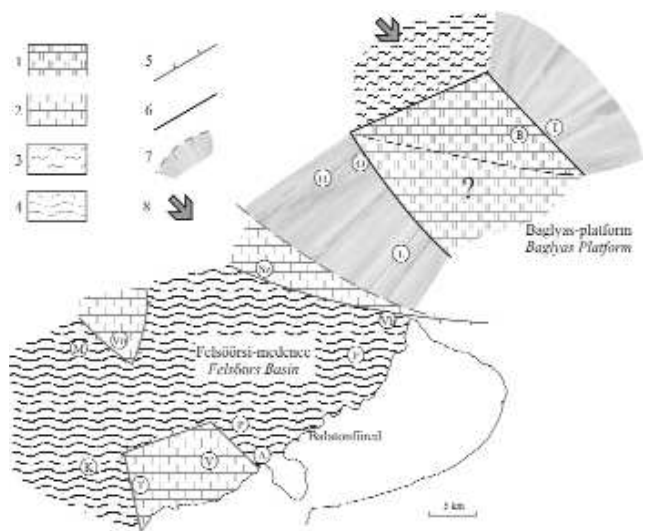


6. ábra. A délkelet-bakonyi platformok és medencék elrendeződése a késő-illír (Reitzi kron) során (Vörös et al. 1997 alapján, módosítva és kiegészítve)

1 – karbonát-platform; 2 – szubtidális tenger alatti hátság; 3 – pelágikus medence; 4 – tenger alatti hátság tektonikus pereme; 5 – platformperem (a rövidítések magyarázatát lásd a 4. ábrán)

Figure 6. Palaeogeographic setting of platforms and basins of the south-eastern Bakony during the late Illyrian (Reitzi chron)

1 – carbonate platform; 2 – subtidal submarine high; 3 – pelagic basin; 4 – tectonically controlled slope of submarine highs; 5 – edge of platforms. For abbreviations see Figure 4

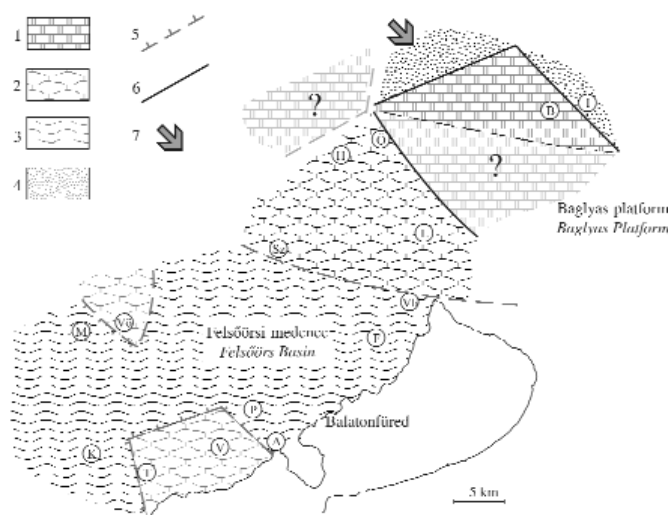


7. ábra. A délkelet-bakonyi platformok és medencék elrendeződése az illír végén (Secedensis kron)

1 – karbonátplatform; 2 – sekély szubtidális tenger alatti hátság; 3 – hemipelágikus medence; 4 – pelágikus medence; 5 – tenger alatti hátság tektonikus pereme; 6 – platformperem; 7 – progradáló platformlejtő; 8 – terrigén törmelék beszállítódás (a rövidítések magyarázatát lásd a 4. ábrán)

Figure 7. Palaeogeographic setting of platforms and basins of the south-eastern Bakony during the end of Illyrian (Secedensis chron)

1 – carbonate platform; 2 – shallow subtidal submarine high; 3 – hemipelagic basin; 4 – pelagic basin; 5 – tectonically controlled slope of submarine highs; 6 – edge of platforms; 7 – prograding platform slope; 8 – influx of terrigenous sediments. For abbreviations see Figure 4

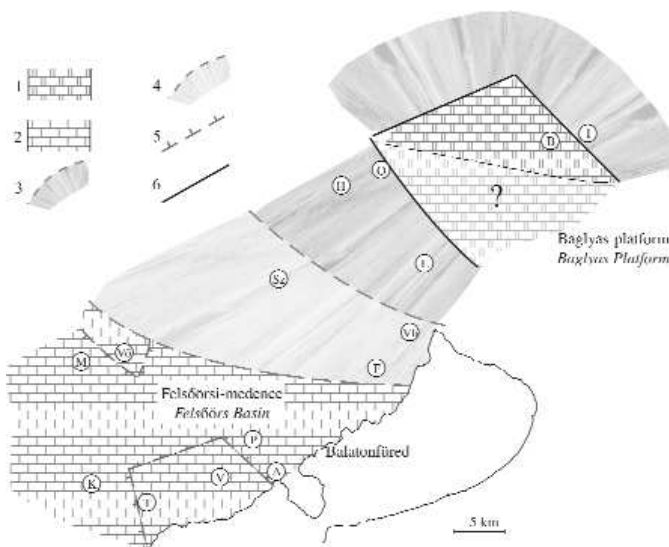


8. ábra. A délkelet-bakonyi platformok és medencék elrendeződése a ladin során (Gredleri-Archelaus kron)

1 – karbonát-platform; 2 – sekélybatális tenger alatti hátság; 3 – batális pelágikus medence; 4 – vulkanoklasztittal feltöltődő sekély medence; 5 – tenger alatti hátság pereme; 6 – platformperem; 7 – terrigéntörmelék-beszállítás (a rövidítések magyarázatát lásd a 4. ábrán)

Figure 8. Palaeogeographic setting of platforms and basins of the south-eastern Bakony during the Ladinian (Gredleri–Archelaus chron)

1 – carbonate platform; 2 – shallow subtidal submarine high; 3 – bathyal pelagic basin; 4 – shallow basin filling up by volcanoclastic sediments; 5 – edge of submarine highs; 6 – edge of platforms; 7 – influx of terrigene sediments. For abbreviations see Figure 4.



9. ábra. A délkelet-bakonyi platformok és medencék elrendeződése a latin végén és a karni elején (Regoledanus-Aon kron)

1 – karbonát-platform; 2 – karbonátisszappal feltöltődő medence; 3 – progradáló platformlejtő (proximális fácies); 4 – progradáló platformlejtő (disztális fácies); 5 – tenger alatti hátság pereme; 6 – platformperem (a rövidítések magyarázatát lásd a 4. ábrán)

Figure 9. Palaeogeographic setting of platforms and basins of the south-eastern Bakony at the end of Ladinian and the beginning of the Carnian (Regoledanus–Aon chron)

1 – carbonate platform; 2 – hemipelagic basin filling up by carbonate mud; 3 – prograding platform slope (proximal facies); 4 – prograding platform slope (distal facies); 5 – edge of submarine highs; 6 – edge of platforms. For abbreviations see Figure 4

A késő-illírt (Secedensis kron) követően a tengerszint újabb emelkedése rekonstruálható a ladin elején (Curionii kron) a bakonyi platformok és medencék területén. A Balaton-felvidéki pelágikus medencét a ladin teljes időtartama során viszonylag kondenzált karbonát-lerakódás jellemezte. A korábbi szigetplatformok területén kialakult tenger alatti háton és annak közvetlen környékén különböző biogén üledékek (radiolarit, halo-biás–daonellás mészkő, foszforitos ammonitesz-lumaseλλα) rakódtak le. Ezek elterjedésének a tenger alatti magaslatokhoz való kötődéséből arra lehet következtetni, hogy a magaslatok peremei mentén feláramlás volt, amely biztosította a nutriensekben gazdag víz folyamatos utánpótlását a mélyebb vízrétegekből.

A Veszprémi-fennsík területén a ladin kezdetén (Curionii kron) zajló transzgresszió eredményeként a Budaörsi-platform visszahúzódott ÉK felé. A tengerszint relatív emelkedésében jelentős szerepet játszott a szinszediment tágulások tektonika a longobárd közepén (Archelaus kron), erre utal a litéri neptuni telér (BUDAI et al. 2001a, BUDAI, VÖRÖS 2006).

A Keleti-Bakony területén a késő-ladin során sem alakult ki a Balaton-felvidék és a Veszprémi-fennsík pelágikus medencéjéhez hasonlóan mély és nyílt medence. A Baglyas-platform ÉNy-i előtérében lévő sekély medence vulkáni forrásterületről behordódott vulkanoklasztittal töltődött fel (Inotai Homokkő). A szenesedett növénymaradványok nagy mennyisége, a törmelék „éretlensége” és a kavicsok megjelenése viszonylag közeli szárazulatra utal, amely savanyú, intermedier és bázisos vulkanitokból épülhetett fel (8. ábra).

A longobárd késői szakaszában (Regoledanus kron) a Veszprémi-fennsíkban megkezdődött a Budaörsi-platform második, a korábbinál erőteljesebb előrenyomulása az idő közben fokozatosan feltöltődött DNy-i medenceterület felé (9. ábra). A Balaton-felvidéki medence területén a környező platformok progradációja időben kissé eltolódva, a karni legelején (Aon kron) éreztette hatását (BUDAI, HAAS 1997). A platformok előrenyomulásával párhuzamosan egyre több karbonátszemcse került a fokozatosan feltöltődő medencébe („highstand shedding”).

A ladin végén a Baglyas platformja előrenyomult a fokozatosan feltöltődött medence irányába, és a karitól kezdve platform uralta a Keleti-Bakony területét a késő-triász során. A platform ÉK-i háttérében lévő medencébe csak a feltöltődés utolsó stádiumában jutott be alárendelt mennyiségű vulkanoklasztit.

A Déli- és a Keleti-Bakony középső-triász fejlődéstörténete közötti legmarkánsabb különbség tehát a ladin korszak középső és késői szakaszán mutatkozik (8. és 9. ábra). Érdekes ugyanakkor, hogy a Keleti-Bakony pusztuló vulkáni szárazulatáról szinte egyáltalán nem jutott törmelék a Déli-Bakony pelágikus, karbonátiszap-lerakódásával jellemzett „éhező” medencéjébe. Ebből a tényből arra lehet következtetni, hogy a két, egymáshoz (jelenleg) igen közeli medence között egy olyan kiemelt

helyzetű területnek kellett lennie, amely meggátolta a törmelék további szállítódását D, illetve DNy felé. Ennek a kiemelt „gátnak” a része lehetett a Baglyas platformja is, de attól Ny-ra is feltételezhető egy (vagy több) ladin platformtest a Bakonyban, fiatalabb üledékekkel fedetten.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Haas János lektori észrevételeiért, valamint Balla Zoltán szerkesztői javításaiért. Jelen kutatás az OTKA T043341 számú projektjének keretében zajlott.

Irodalomjegyzék — References

- BUDAI T. 2006: Medencék és platformok kialakulása és fejlődése a Bakony középső triász története során. — *Kézirat*, akadémiai doktori értekezés. Országos Földtani Szakkönyvtár.
- BUDAI, T., HAAS, J. 1997: Triassic sequence stratigraphy of the Balaton Highland, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 40 (3), pp. 307–335.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1992: Middle Triassic history of the Balaton Highland: extensional tectonics and basin evolution. — *Acta Geologica Hungarica* 35 (3), pp. 237–250.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 1993: The Middle Triassic events of the Transdanubian Central Range in the frame of the Alpine evolution. — *Acta Geologica Hungarica* 36 (1), pp. 3–13.
- BUDAI, T., VÖRÖS, A. 2006: Middle Triassic platform and basin evolution of the Southern Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary). — *Rivista Italiana Paleontologica Stratigrafia* 112 (3), pp. 359–371.
- BUDAI T., CSÁSZÁR G., CSILLAG G., DUDKO A., KOLOSZÁR L., MAJOROS GY. 1999: A Balaton-felvidék földtana. Magyarázó a Balaton-felvidék földtani térképéhez, 1:50 000. [*Geology of the Balaton Highland. Explanation to the Geological Map of the Balaton Highland, 1:50 000*]. — *Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa* 197, 257 p.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., DOSZTÁLY L. 2001a: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciések a Veszprémi-fennsíkon [*Middle to Late Triassic platform and basin facies of the Veszprém Plateau (Transdanubian Range, Hungary)*]. — *Földtani Közlöny* 131 (1–2), pp. 37–70.
- BUDAI T., CSILLAG G., VÖRÖS A., LELKES GY. 2001b: Középső- és késő-triász platform- és medencefáciések a Keleti-Bakonyban [*Middle to Late Triassic platform and basin facies of the Eastern Bakony Mts. (Transdanubian Range, Hungary)*]. — *Földtani Közlöny* 131 (1–2), pp. 71–95.
- BUDAI T., NÉMETH K., PIROS O. 2005: Középső-triász platformkarbonátok és vulkanitok vizsgálata a Latemar környékén (Dolomitok, Olaszország) [*Middle Triassic platform carbonates and volcanites in the Latemar area (Dolomites, Italy)*]. — *Földtani Intézet Évi Jelentése* 2004, pp. 175–188.
- CROS, P., SZABÓ, I. 1984: Comparison of the Triassic volcanogenic formations in Hungary and in the Alps. Paleogeographic criteria. — *Acta Geologica Hungarica* 27 (3–4), pp. 265–276.
- HAAS, J., BUDAI, T. 1999: Triassic sequence stratigraphy of the Transdanubian Range, Hungary. — *Geologica Carpathica* 50 (6), pp. 459–475.
- VÖRÖS, A. 1996: Environmental distribution and bathymetric significance of Middle Triassic ammonoid faunas from the Balaton Highland, Hungary. — *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica* 18, pp. 5–17.
- VÖRÖS, A. 2002: Paleoenvironmental distribution of some Middle Triassic ammonoid genera in the Balaton Highland (Hungary). — *Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt* 57, pp. 479–490.
- VÖRÖS A., BUDAI T., LELKES GY., MONOSTORI M., PÁLFY J. 1997: A Balaton-felvidéki középső-triász medencefejlődés rekonstrukciója üledékföldtani és paleoökológiai vizsgálatok alapján. — *Földtani Közlöny* 127 (1–2), pp. 145–177.

A bükki és a darnói jura képződmények ősföldrajzi helyzete és kapcsolatai

Palaeogeographic setting and relationships of the Jurassic formations in the Bükk–Darnó area

HAAS JÁNOS

MTA–ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest Pázmány P. sétány 1/c

. _____

Tárgyszavak: középső-jura, gravitációs tömegmozgás, mikrofácies, fácieselemzés, ősföldrajz

Összefoglalás

A Bükki szerkezeti egységet a Bükki-parautochton, a fölötte elhelyezkedő, üledékes kőzetekből álló Mónosbéli-takaró, és a sziliciklasztos üledékekbe nyomult magmás kőzetekből felépülő Szarvaskői-takaró építi fel. Ez a Bükkben megfigyelt felépítés folytatódik nyugat felé a darnói területen, illetve a Mátra prekainozoos aljzatában is, bár ott a Mónosbéli-egység fölött, az ugyancsak jórészt magmás kőzetekből álló, Darnói-takaró található. A Bükkben a Mónosbéli-egységet bajoci–kimmeridzei mélytengeri finom sziliciklasztos, karbonátos és kovaüledékek alkotják, amelyekben lejtőn gravitációs tömegmozgással beszállított rendkívül vegyes összetételű, és különböző méretű klasztok találhatók. Az olisztostrómapadokban található bázisos, savanyú és intermedier magmatittörmelék, a fillit, az aleuritpala, a homokkőpala, a pelágikus karbonát és a radiolarit anyagú kőzettörmelék mellett, gyakoriak az átülepített platform eredetű karbonátszemcsékből álló „bükkszécsi típusú” mészkőlitoklasztok. A nagyméretű olisztolitok, olisztoplakák is jórészt ebből a bajoci–bath korú kőzetből állnak. A darnói területen, illetve a recski érckutató fúrásokban is feltárták a Mónosbéli-egység gravitációs tömegmozgással keletkezett összetételű. A Kékes közelében mélyült Recsk Rm–109 fúrásban karbonátplatformról átülepített szemcsékből álló, jelentős vastagságú kora-bajoci mészkövet tártak fel. Tekintettel arra, hogy a tágabb régióban legkésőbb a kora-jura folyamán a Dinári-karbonátplatform kivételével minden karbonátplatform megfulladt, a „bükkszécsi típusú” mészkőfajtákat alkotó átülepített szemcsék innen származhatnak. Az üledéklerakódás a platformelőtéri lejtőn, illetve a lejtő lábánál kialakult üledékpálcán történt. Részen ezzel egy időben, részen közvetlenül ezt követően jöttek létre a Mónosbéli-egység gravitációs tömegmozgásos eredetű, jelentős részen „bükkszécsi típusú” mészkő litoklasztokat, olisztolitokat, olisztoplakákat tartalmazó polimikt üledékei, amelyeknek üledékföldtani jellegei már intenzív hegységképző tektonikai mozgásokra utalnak. Ezek az üledékek az összetörődés során kialakuló takarók előterében létrejövő mélytengeri medencében tektonikai mozgásokhoz kapcsolódóan halmozódhattak fel.

Key words: Middle Jurassic, mass gravity transport, microfacies, facies analysis, paleogeography

Abstract

The Bükk Structural Unit is made up of the Bükk Parautochton and overlying nappes, namely the Mónosbél Nappe consisting of sedimentary formations and the Szarvaskő Nappe containing magmatic rocks intruded into siliciclastics. This structural setting observed in the Bükk Mts continues westward in the Darnó area and in the pre-Cainozoic basement of the Mátra Mts, although in that area the Mónosbél Nappe is overlain by the Darnó Nappe consisting also mainly of igneous rocks. In the Bükk Mts, the Mónosbél Unit is made up by Bajocian to Kimmeridgian deep marine siliciclastics, carbonates and siliceous sediments, in which very heterogeneous clasts of various size occur that were transported via gravity mass movements into the basin.

In the olistostrome beds, along with fragments of acidic and intermediate igneous rocks, phyllites, metasilts, metasilts, metasandstones, and pelagic carbonates and radiolarites, lithoclasts of re-deposited carbonates containing grains of shallow platform origin are common. Also the large olisztoliths and olisztoplakae are made up mostly of this “Bükkszécsi-type” limestone of Bajocian to Bathonian age. Gravity deposits of the Mónosbél Unit are also exposed in the Darnó area and in the ore exploratory wells at Recsk, respectively. In Borehole Recsk Rm–109 drilled near to Peak Kékes, Mátra Mts, platform derived re-deposited carbonates were encountered in a remarkable thickness. Taking into consideration that prior to the end of the Early Jurassic all carbonate platform were drowned in the wider region except the Dinaridic Carbonate Platform, the platform derived re-deposited carbonates (“Bükkszécsi-type” limestones) must be originated from there. The sediment deposition took place on the slope

or at the toe-of-slope. Partly coeval with this, partly directly subsequent to this formed the polymict gravity deposits of the Mónosbél Unit containing large amount of "Bükkzsérc-type" limestone lithoclasts, olistoliths and olistoplapae. Sedimentary characteristics of these deposits refer to intense orogenic movements. Sediments of the Mónosbél Unit may have been accumulated in the foreland basin of the nappe thrust-belt via tectonically controlled sedimentary processes.

Bevezetés

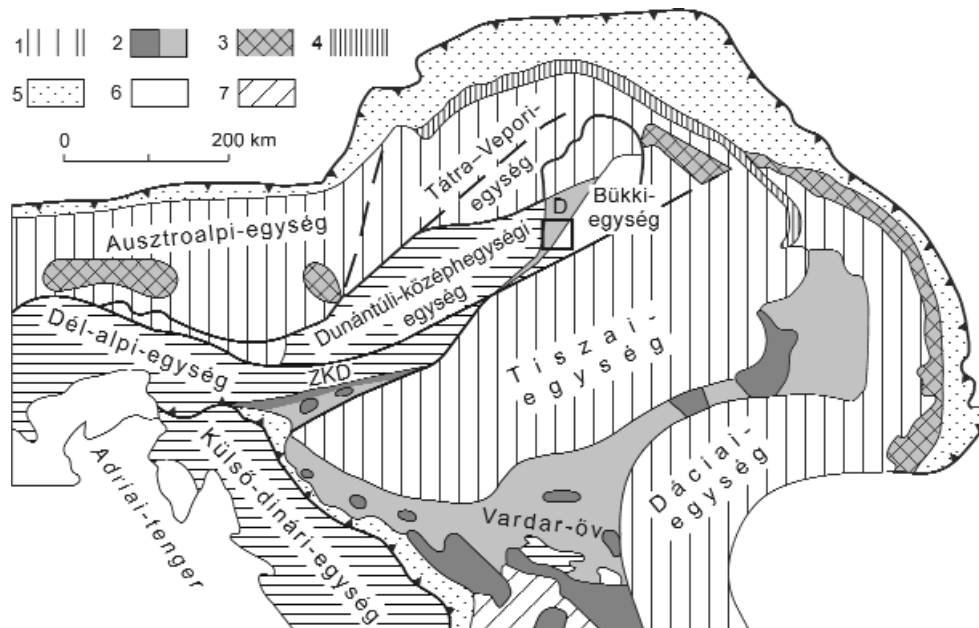
A Bükk hegységben csak az 1980-as évek elején igazolták a jura képződmények előfordulását (Bércziné Makk, Pelikán 1984), majd a Bükk térképezése során számos helyen, a felszínen és fúrásokban is, regisztrálták a jura magmás és üledékes képződményeket (CSONTOS et al. 1991a, b; PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000). Ezek tér- és időbeli kapcsolatainak értelmezése ma is vita tárgyát képezi (PELIKÁN 2005). Ezt követően a Darnó-hegyen és Sirok környékén továbbá a recski mélyszerinti ércesedést kutató fúrásokban is kimutattak a jurába sorolható magmás és üledékes képződményeket (DOSZTÁLY, JÓZSA 1992; JÓZSA et al. 1996), amelyek a bükki képződményekkel rokon kifejlődésűek.

A bükk–darnói terület jura összlete és a Belső-Dinaridák valamint a Boszniai-flisöv öszföldrajzi kapcsolatának gondolatát PAMIĆ (1997, 2003) vetette fel, ráirányítva a figyelmet e kérdés behatóbb vizsgálatára. Az elmúlt években megkezdtek a korábban végzett terepi észlelések, vizsgálatok kiegészítését, egyes fontosabb fúrások újrafeldolgozását (HAAS

et al. 2006), hogy pontosabb képet kapjunk a magmás és az üledékes képződmények koráról és litológiai jellegeiről. Ezek a vizsgálatok olyan eredményekre vezettek, amelyek pontosították a képződmények keletkezési körülményeire, öszföldrajzi helyzetére vonatkozó értelmezést. E cikk célja, a korábbi és az új vizsgálatok során nyert adatok értelmezése alapján, a bükk–darnói terület jura időszaki öszföldrajzi helyzetére vonatkozó ismeretek összefoglalása.

A jura képződmények szerkezeti és rétegtani helyzete, alapvető litológiai jellegeik

A térképezési eredményekre épülő, jelenleg általánosan elfogadott szerkezetföldtani értelmezés szerint, a Bükk hegység takarókból épül fel: a Bükki-paraautochton fölött a Mónosbéli-egység, majd a Szarvaskői-egység következik (BALLA 1983, 1984, 1987b; BALOGH et al. 1984; CSONTOS 1988; JÓZSA et al. 1996; DOSZTÁLY et al. 1998, 2002). A darnói terület is hasonló felépítésű (BALLA 1983; CSONTOS 1988,



1. ábra. A Bükki-egység és azon belül a vizsgált terület helyzete az alp-kárpáti-dinári régióban. A keret a vizsgált területet mutatja

1 – az alpi lemeztektonikai ciklus kezdetén a Neotethys európai pereméhez tartozó egységek, 2 – a Neotethys ofiolitos komplexuma, 3 – a Pennini-egység és a Külső-Dacidák ofiolitos komplexuma, 4 – Pieniny-szirtöv, 5 – az alpi ciklus flisővei, 6 – a Neotethys adriai (apuliai) peremének egységei, 7 – Drina-Ivanjicai-egység, D = Darnói-egység, ZKD = Zagorje-Középdunántúli-egység

Figure 1. Setting of the Bükk unit in the Alpine-Carpathian-Dinaric region. The frame shows location of the study area

1 – units belonged to the European margin of the Neotethys at the beginning of the Alpine plate tectonic cycle, 2 – Neotethyan ophiolite complex, 3 – Penninic – Outer Dacidic ophiolite complex, 4 – Pieniny Klippen Belt, 5 – Alpine flysch zones, 6 – units related to the Adriatic (Apulian) Neotethys margin, 7 – Drina-Ivanjica unit, D = Darnó unit, ZKD = Zagorje-Mid-Transdanubian unit

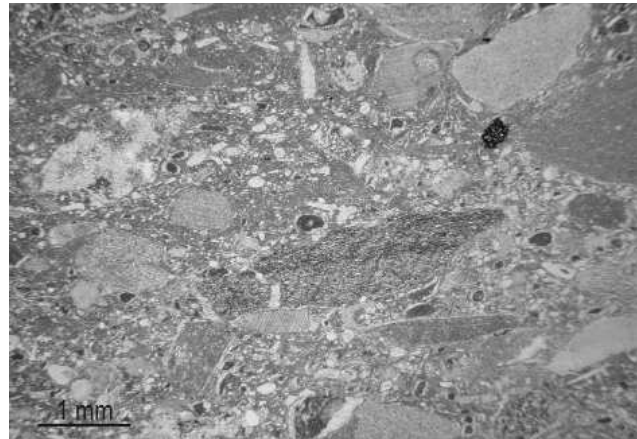
1999) és a recski fúrások szerint valószínű, hogy ez a szerkezeti felépítés a Mátra kainozoos üledékes-vulkáni komplexuma alatt is folytatódik (HAAS, KOVÁCS S. 2001) (1. ábra).

A Bükki-paraautochton rétegsorában a tengeri alsó-paleozoos képződmények fölött sekélytengeri triász képződmények következnek. A középső-triász tektonikai folyamatok során platformok és medencék alakultak ki, platformkarbonát-összletek, illetve medence fáciesű tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő) képződésével, több szakaszban vulkanizmussal kísérve. A késő-triász során a platformok megfulladtak, a medencékben a tűzköves mészkő képződése folytatódott. A késő-triász-kora-jura idején a platformok eróziós lejtőjének előterében breccsa halmozódott fel. A kora-jura idején a medencékben is csak epizodikus, kondenzált üledékképződés folyt, melynek során legfeljebb kis vastagságú pelágikus üledékek keletkeztek, vagy tenger alatti üledékhézag alakult ki. A platform és a medence fáciesű képződményekre egyaránt callovi–oxfordi (CSONTOS et al. 1991b; PELIKÁN 2005) radiolarit (Bányahegyi Radiolarit) települ. Erre kisfokú metamorfózist szenvedett sötétszürke sziliklasztos turbiditsorozat települ (Lökvölgyi Formáció), amelynek korára nincs közvetlen adat, rétegtani helyzete alapján a késő-jurában képződhetett.

Néhány recski fúrás a Bükki-paraautochton Felsőtárkányi Mészkővéhez hasonló, medence fáciesű, a Conodontavizsgálatok szerint karni–rhaeti korú szürke tűzköves mészkövet tárt fel több száz méter vastagságban (pl.: Recsk Rm–79 fúrás). A számos fúrásban feltárt kékeszürke, fekete palaösszlet esetében ma még nem dönthető el egyértelműen, hogy a Bükki-paraautochtonhoz, vagy a Mónosbéli-egységhez tartozik. Ennek kiderítését nehezíti, hogy a fúrásokban az elkülöníthető litológiai egységek közötti határ többnyire tektonikusnak látszik.

A Mónosbéli-egység rendkívül vegyes litológiai összetételű. Uralkodóan sötétszürke, fekete aleurolitból áll, amely gyakran szürke tűzköves mészkőrétegekkel váltakozik (Oldalvölgyi Formáció). Medence fáciesű képződmény, amelyből korjelző ősmaradvány nem került elő. A palába betelepülő sötétszürke radiolaritból (Csipkéstetői Radiolarit) a Bükk hegység néhány pontjáról késő-bajoci–oxfordi (CSONTOS et al. 1991b), míg a Bükkzsérc, Bzs–11 fúrásból bath–callovi (HAAS et al. 2006) Radiolaria-fauna került elő.

A palában olisztosztrómapadok is megjelennek, amelyekben néhány centimétert, helyenként néhány decimétert is elérő, vegyes összetételű törmelék található. A bázisos és savanyú magmatit, a fillit, az anchimetamorf homokkő, az aleurolit és a radiolarit anyagú törmelék mellett a mészkőtörmelék is többnyire jelentős hányadot képvisel. Különösen gyakoriak az ooidos („bükkzsérci típusú”) mészkőlitoklasztok, de szivacsstűs, radioláriás és egyéb pelágikus mészkőfajták is megjelennek. A litoklasztok között egyedi bioklaszt-szemcsék (főként durva Crinoidea-töredék) és ooidszemcsék is megfigyelhetők. Ilyen kőzetfajták találhatók az Odvasbükk-tető keleti oldalán, az itt mélyített Bükkzsérc Bzs–10, –10/a és –11 fúrás rétegsorának felső részén, a Mákszem gerincén, továbbá a Meredek-lápa orr területén (2. ábra).



2. ábra. Polimikt olisztosztrómapad mikroszkópi képe

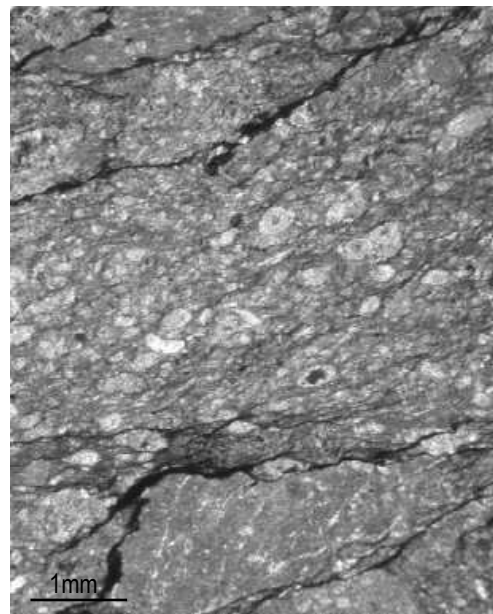
A kép bal oldalán fillittörmelék, a mikritmátrixban részben kioldott ooidszemcsék és Crinoidea-vázalelemek. Meredek-lápa, Ny-Bükk

Figure 2. Microscopic image of a polymictic olistostrome bed

Phyllite detritus is visible on the left, partially dissolved ooid grains and crinoid ossicles occur in the micritic matrix. Meredek-lápa, W Bükk Mts

Az Oldalvölgyi és a Csipkéstetői Radiolarit közötti helyzetben néhány méter nagyságú, bazaltból és felső-karni Hallstatti Mészkőből álló összetett olisztolit ismert a Csipkés-tető déli lejtőjén az erdészeti út bevágásában (PELIKÁN 2005).

Bátor környékén a sötétszürke pala, kovásodott mészkő, radiolarit közé debritpadok iktatódnak be. A kovásodott agyagkőmátrixban változó méretű, 20–40 cm-t is elérő litoklasztok találhatók. Ezek jelentős része ooidos mészkő, de peloidos wackestone és packstone, szivacsstűs wackestone, átkovásodott radioláriás wackestone és radiolarit is megfigyelhető vékonycsiszolatban (3. ábra).



3. ábra. Olistosztrómapad mikroszkópi képe

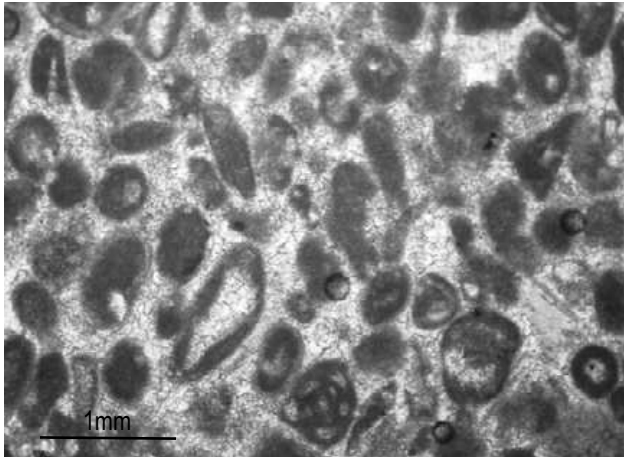
Ooidos packstone szövetű litoklaszt látható a kép közepén. Bátor-D, Ny-Bükk

Figure 3. Microscopic image of an olistostrome bed

Oolitic packstone lithoclast is visible in the middle of the picture. Bátor S, W Bükk Mts

A karbonát-litoklasztokban található ősmaradványok, továbbá a klasztok petrográfiai jellegeinek részletes vizsgálata folyamatban van.

A Mónosbéli-egység sajátos és jellemző képződménye a Bükkzsérci Mészke. Típuszelvénye a bükkzsérci kőfejtőben van. A kőfejtőben feltárt rétegsort kiegészíti a kőfejtőben mélyült Bzs-5 fúrás (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000). A fúrás a Bükkzsérci Mészke alatt sötétszürke palát tárt fel, de határuk maghiány miatt nem figyelhető meg, valószínűleg



4. ábra. Ooidos grainstone szövetű mészke. Bükkzsérci kőfejtő

Figure 4. Oolitic grainstone. Bükkzsérc quarry

tektonikus. A fúrásban a Bükkzsérci Mészke alsó részén ooidos grainstone, valamint ooidos-litoklasztos grainstone a leggyakoribb szövettípus, közepes-durva arenit méretű szemcsékkel (4. ábra) (HAAS et al. 2006). A bioklasztok közt a Crinoidea- és a Mollusca-töredék a leggyakoribb, de a kalcimikroba-maradványok („Porostromata”) is gyakoriak. A rétegsor felsőbb részén az ooidos grainstone szövet ugyancsak gyakori, de a szemcseméret lecsökken. A peloidos, filamentumos wackestone–packstone- és a „filamentumos” mudstone-szövet ugyancsak előfordul. A kőzet szelektíven kovásodott, főként az ooidos szemcsék. A kőfejtőben feltárt Bükkzsérci Mészke következő mikrofácies-típusait különítették el (HAAS et al. 2006): peloidos, ooidos „filamentumos” grainstone, peloidos, ooidos grainstone, peloidos grainstone, peloidos, „filamentumos” wackestone, radioláriás wackestone és packstone. Az utóbbi két típus a kőfejtő rétegsorának felső részén jelenik meg. Ezek a szövettípusok azt jelzik, hogy olyan átülepített mészkőről van szó, amelynek szemcséi jórészt trópusi karbonátplatformról származnak és a platformelőtéri lejtőn való szállítás után a lejtő lábánál, nyíltvízi, mélytengeri környezetben halmozódhattak fel. Az ooidok néhány méteres vízmélységben képződnek többnyire a külső platformon. A kőzetben talált Foraminiferák nagyobb része a platformon, annak külső illetve belső övében élt (HAAS et al. 2006). A cyanobaktériumok (kalcimikrobák) is a platformon, vagy az előtéri lejtő felső, átvilágított részén tenyészthettek. A nagy mennyiségű Crinoidea-vázalemet, valószínűleg az előtéri lejtő felsőbb részét benépesítő Crinoideaák szolgáltatták. A „filamentumos”, azaz a vékonyhéjú kagylók váz-töredékei, továbbá

egy- Foraminiferák (kisméretű agglutinált alakok: *Verneuilinoides*-, *Siphovalvulina*- és *Haplophragmoides*-félék valamint a *Callobris minor*) élőhelye a lejtőláb, illetve a mélyebb nyílt self lehetett (HAAS et al. 2006). A gyakori grainstone-szövet áramlásos lerakódási környezetre utal, jölehet a kalciturbiditokra jellemző osztályozott rétegzettség (gradáció) ritka. A radioláriás wackestone- és packstone-szövet pelágikus medence környezetet jelez.

Görög Á. Foraminifera-vizsgálatai alapján a kőzet kora a kora-bajoci–bath korszakra tehető (Haas et al. 2006). A fúrásban a rétegsor alja a Foraminifera-vizsgálatok szerint kora-bajoci, sőt esetleg aalenii. A mészke alatt lévő pala legfelső részén feltárt üledékes eredetű radiolaritbreccsából késő-bajoci–kora-bath Radiolaria-fauna került elő (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000; HAAS et al. 2006), ami azt jelenti, hogy a breccsaszemcsék lerakódási kora ennél csak fiatalabb lehet, és mindenképpen fiatalabb, mint a mészkőtest alja. Ez megerősíti azt, hogy a pala és a Bükkzsérci Mészke határa tektonikus, vagy esetleg a Bükkzsérci Mészke nagyméretű becsúszott blokként (olisztoplaka) van jelen a palában.

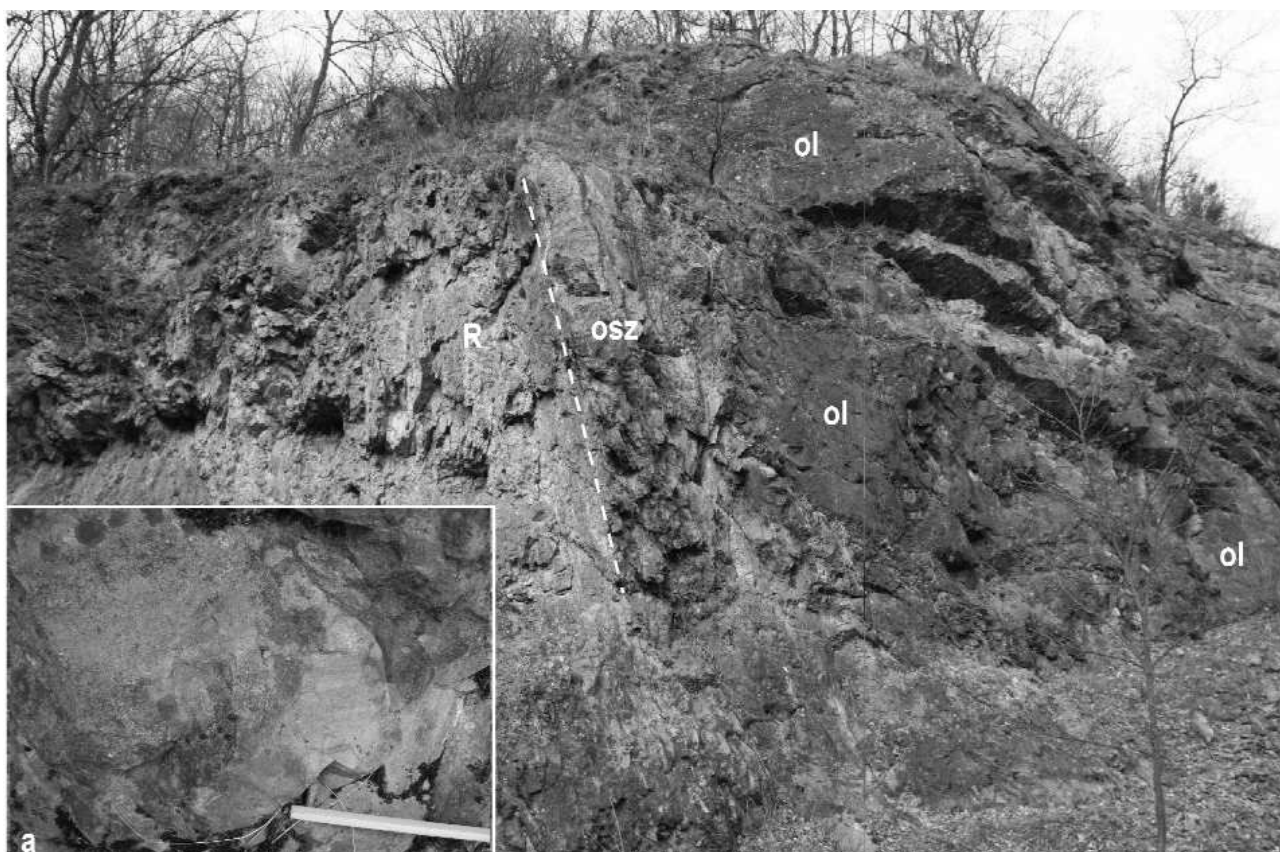
Az Eger–Szilvásvárad közötti országút mellett, Tardosnál a Méh-patak melletti völgyben található Bagókönek nevezett szikla „bükkzsérci típusú” ooidos mészkőből áll és mintegy 100 m hosszan követhető. Az Oldalvölgyi Formáció palaösszetébe ágyazott olisztolitként értelmezhető. A Bagókö közelében, az országút bevágásában, számos kisebb méretű mészkőklaszt mellett, egy mintegy 4 m-es kavicshomokkő-olisztolit is található a palában.

A tardosi vasút menti mészkőbánya meredek dőléssel világosszürke radiolaritot és kovásodott mészkövet tár fel. Fölötte olisztosztrómaréteg figyelhető meg centiméteres–deciméteres mészkőlitoklasztokkal sárgás agyagos mátrixban. E fölött méteres részben átkovásodott mészkőolisztolitok találhatók (5., 5a ábra), majd ooidos, litoklasztos mészkőtömbök következnek, több 10–30 cm vastag olisztosztrómaréteggel tagolva. A feltárt rétegsort tűzköves mészkő, radiolarit és agyagpala zárja.

Ezek a megfigyelések tovább erősítik azt az értelmezési lehetőséget, hogy a Bükkzsérci Mészke legnagyobb felszíni előfordulása a Patkó-sziclák környékén, (benne a bükkzsérci kőfejtővel), nagy becsúszott kőzettestként, olisztoplaka-ként értelmezhető, és a kisebb kiterjedésű előfordulások is hasonló eredetűek lehetnek.

A fentieket úgy összegezzük, hogy a Bükkben a Mónosbéli-egységet mélytengeri finom sziliciklasztos, karbonátos és kovaüledékek alkotják, amelyekben lejtőn gravitációs tömegmozgással beszállított rendkívül vegyes összetételű, és méretű klasztok találhatók. Az olisztosztómapadokban található bázisos, savanyú és intermedier magmatit, fillit, aleuritpala, homokkőpala, pelágikus karbonát és radiolarit törmeléke mellett gyakoriak az átülepített platform eredetű karbonátoszemcséből álló litoklasztok. A nagyméretű olisztolitok, olisztoplakák is jórészt ebből a „bükkzsérci típusú” kőzetből állnak.

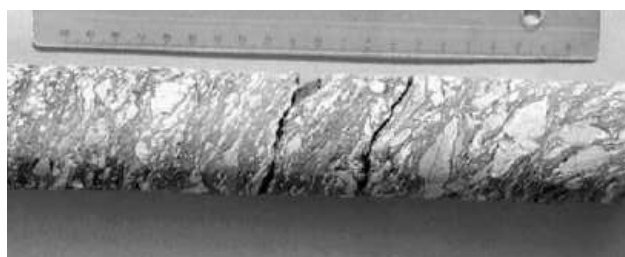
A Darnó-hegy környéki fúrásokban (Recsk Rm–131, –135, –136) a jórészt magmás kőzetekből álló Darnói-egység alatt feltárt uralkodóan üledékes képződményekből



5. *ábra.* Meredeken álló vékonyréteges kovakőzet (kovásodott mészkő, radiararit = R), olisztosztróma (osz) és „bükkzsérci típusú” mészkőolistolitok (ol) a tardosi vasút menti mészkőbányában. a) „bükkzsérci típusú” mészkőolistolit.

Figure 5. Steeply dipping thin-bedded siliceous rocks (silicified limestone, radiolarite = R), olistrostrome (osz) and “Bükkzsérc-type” limestone olistoliths (ol) in a quarry along the railway at Tardos. a) “Bükkzsérc-type” limestone olistolith.

felépülő összlet sorolható a Mónosbéli-egységbe (DOSZTÁLY et al. 2002, KOVÁCS S. et al. 2005). E rétegsorokban is jellemző a sötétszürke, kékeszürke pala, illetve kovásodott pala, valamint a szürke agyagos mikrites mészkő (Oldalvölgyi Formáció). Vékony márgarétegekkel váltakozó világosszürke, vékonyréteges, peloidos– bioklasztos (crinoideás) grainstone-szövetű mészkő is megjelenik. Ez a kőzetfajta disztális turbiditként értelmezhető (6. *ábra*). Gyakori az üledécsuszamlásos eredetű szerkezet és a debrit (olisztosztróma)-betelepülés. A korábban lerakódott üledék akár többször is átüledpedhetett. A debrit padokban uralkodóan cm nagyságú csillámshomokkő-klasztok találhatók (7. *ábra*), amelyekben jelentős mennyiségű gránit-, valamint



7. *ábra.* Debrit. Agyagpalamátrixban homokkő- és mészkőtörmelék. Recsk Rm–131 fúrás

Figure 7. Debrite; sandstone and limestone clasts in shale matrix. Core of Borehole Recsk Rm–131

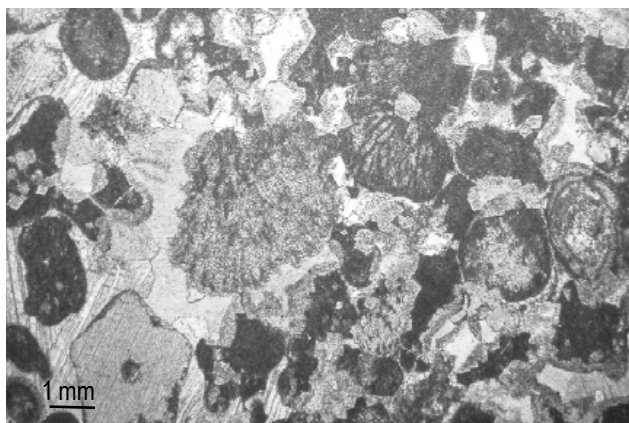


6. *ábra.* Agyagpala és mészkő vékony rétegeinek váltakozása (disztális turbidit). Recsk Rm–131 fúrás

Figure 6. Alternation of thin shale and limestone layers (distal turbidite). Core of Borehole Recsk Rm–131

dacit–riolit- és andezit–közettörmelék figyelhető meg (B. ÁRGYELÁN, GULÁCSI 1997).

Fontos új eredményekre vezetett a többi recski érckutató fúrástól nyugatra, a Kékes közelében mélyített Recsk Rm–109 fúrás új vizsgálat. Ebben sötét késszürke kovásodott pala- és radiararitösszlet alatt, tektonikus kontaktussal világosszürke részlegesen dolomitósodott mészkövet harántoltak 125 m vastagságban. A kontaktus fölött 50 m-el a radiararitból bath–kora-callovi Radiolaria-együttes került elő (HAAS et al. 2006). A mikrofácies-vizsgálatok szerint a kőzet uralkodóan grainstone szövetű, packstone–wackestone szövetű betelepülésekkel. Peloidos, bioklasztos grainstone a leggyakoribb szövet típus, amely nagy



8. ábra. Bioklasztos, ooidos grainstone, kalcimikroba („Porostromata”)-töredékekkel, Crinoidea-vázelemmel, foraminiferával, bekérgezett szemcsékkel. Recsk Rm-109 fúrás

Figure 8. Bioclastic, oolitic grainstone with fragments of calcimicrobe („Porostromata”), crinoid ossicles, foraminifera, coated grains. Core of Borehole Recsk Rm-109

mennyiségben tartalmaz közepes–durva arenit méretű kalcimikroba-törmeléket (8. ábra). Karbonátplatformról származó Foraminiferák, valamint Crinoidea-vázelemek ugyancsak gyakoriak. Ritkábban ooidos, onkoidos és intraklasztos grainstone is előfordul. A kőzetkomponensek alapján a felhalmozódás karbonátplatform előtéri lejtőjén, illetve a lejtő lábánál történhetett. Görög Á. Foraminifera-vizsgálatai szerint a rétegsor az aalení(?)–kora-bajoci intervallumban képződhetett (HAAS et al. 2006).

A Bükkben a Mónosbéli-egység fölött a Szarvaskői-egység található, amely agyagpala, aleuolitpala és homokpala mellett, az azokon áttört, illetve azokba benyomult, uralkodóan bázisos magmás kőzetekből, főként párnaláva eredetű bazaltból (BALLA 1983; BALLA, DOBRETISOV 1984), valamint intruzív kőzetekből, (gabbró- és ultrabázistestekből) áll. Az effuzív bazalt alatti olisztrosztómarétegből ladin–karni vörös és callovi–oxfordi szürke radiolarittörmelék került elő (DOSZTÁLY, JÓZSA 1992).

A darnói területen a Mónosbéli-egység fölött a Darnói-egység található, amely uralkodóan bázisos magmás kőzetekből (bazalt, gabbró–mikrogabbró) áll, alárendelten mélytengeri üledékszárványokkal és -betelepülésekkel. A tömeges, vagy párna szerkezetű bazaltok két jellegzetes típusa különíthető el: a) zöldes, vöröses mandulaköves típus, amelyben gyakoriak a mudstone szövettű vörös mészkőszárványok és b) a szarvaskőihez hasonló zöldeszürke, mandulakömentes. Az előbbi valószínűleg középső-triász, az utóbbi középső-jura korú. A magmás kőzetek közé települő radiolaritok egy része ladin–karni, más részük bath–callovi Radiolariákat tartalmaz (JÓZSA et al. 1996, DOSZTÁLY et al. 1998).

A képződési környezet és az ősföldrajzi helyzet értelmezése

A fentiek alapján megerősíthetjük az a korábban többek által felvetett nézetet, hogy a Bükki-egység (Bükkium) foly-

tatódik a Bükk hegységtől nyugat felé a darnói területen, illetve a Mátra pre-kainozoos aljzatában is, jöllehet az utóbbi területen a mezozoos magmás komplexumot nem tárták fel. A régió szerkezetfejlődését értelmező munkák (BALLA 1984, 1987a; KÁZMÉR, KOVÁCS S. 1985; HAAS et al. 1995; CSONTOS, NAGYMAROSY 1998; KOVÁCS S. et al. 2000; CSONTOS, VÖRÖS 2004) szerint a Pannon-medence aljzatát képező tektonikai egységek (terréniumok), így a Bükkium is, csak a kainozoikumban végbement tektonikai mozgások során kerültek jelenlegi helyzetükbe. A Bükki-egység jelentős elmozdulása, jobbos nyírásos tektonikai mozgással, jórészt a késő-paleogénben ment végbe, miközben a törési övezetben intenzív magmás működés folyt (KOVÁCS I. et al. 2007). A Bükkium takarós szerkezete már ezt megelőzően a késő-mezozoikumban létrejött (BALLA 1987b, CSONTOS 2000). A Bükki-egységet felépítő szerkezeti elemek, azaz a Bükki-paraautochton, a Mónosbéli-, valamint a Darnói- és Szarvaskői-egység kifejlődése jelentősen különbözik. Összetörődésük előtti helyzetük meghatározása érdekében fejlődéstörténetüket külön-külön kell elemeznünk.

A Bükki-paraautochton fejlődéstörténete a késő-paleozoikum–késő-jura szakaszra vonatkozóan megfelelően rekonstruálható. A középső-triászig kevésbé differenciált sekélytengeri kontinensperemi környezetben folyt az üledékfelhalmozódás. A középső-triászban a Neotethys terjeszkedéséhez kapcsolódó riftesedés tagolt aljzatot eredményezett, platformokkal és platformközi medencékkel. A késő-triász–kora-jura során a kontinentális perem kivékonyodott, a terület mélytengeri üledékgyűjtővé vált. Üledékhány után, a bath–callovi idején itt pelágikus kovavüledék, majd disztális sziliciklasztos turbiditrétegsor képződött.

Az egység ősföldrajzi helyzetére a képződmények kifejlődési rokonsága utal. A Bükki-paraautochton késő-paleozoos–triász rétegsora a Karni-Alpok–Déli-Karavankák (EBNER et al. 1991), a Júliai-Alpok, a Zagorje–Közép-dunántúli-egység és a Dinaridák Sana–Unai- és Jadari-egységének rétegsorával mutat feltűnő hasonlóságot (PEŠIĆ et al. 1986, PROTIĆ et al. 2000, FILIPOVIĆ et al. 2003).

A Szarvaskői-egység finom sziliciklasztos összletbe nyomult középső-jura korú, ív mögötti medence vagy szegélytengeri eredetű bazaltból épül fel (BALLA et al. 1983; DOSZTÁLY, JÓZSA 1992). A Darnói-egységről azt tudjuk, hogy a középső-triászban a Neotethys riftzónájában keletkezett, pelágikus üledékekbe benyomult jellemzően peperites, mandulaköves bazaltot, valamint a középső-jurában képződött, a szarvaskőihez hasonló jellegű és genetikájú bazaltot is tartalmaz. Az nyilvánvaló tehát, hogy ezek a magmás kőzetfajták a Neotethys-óceánban, annak különböző fejlődési szakaszaiban és különböző részein képződtek.

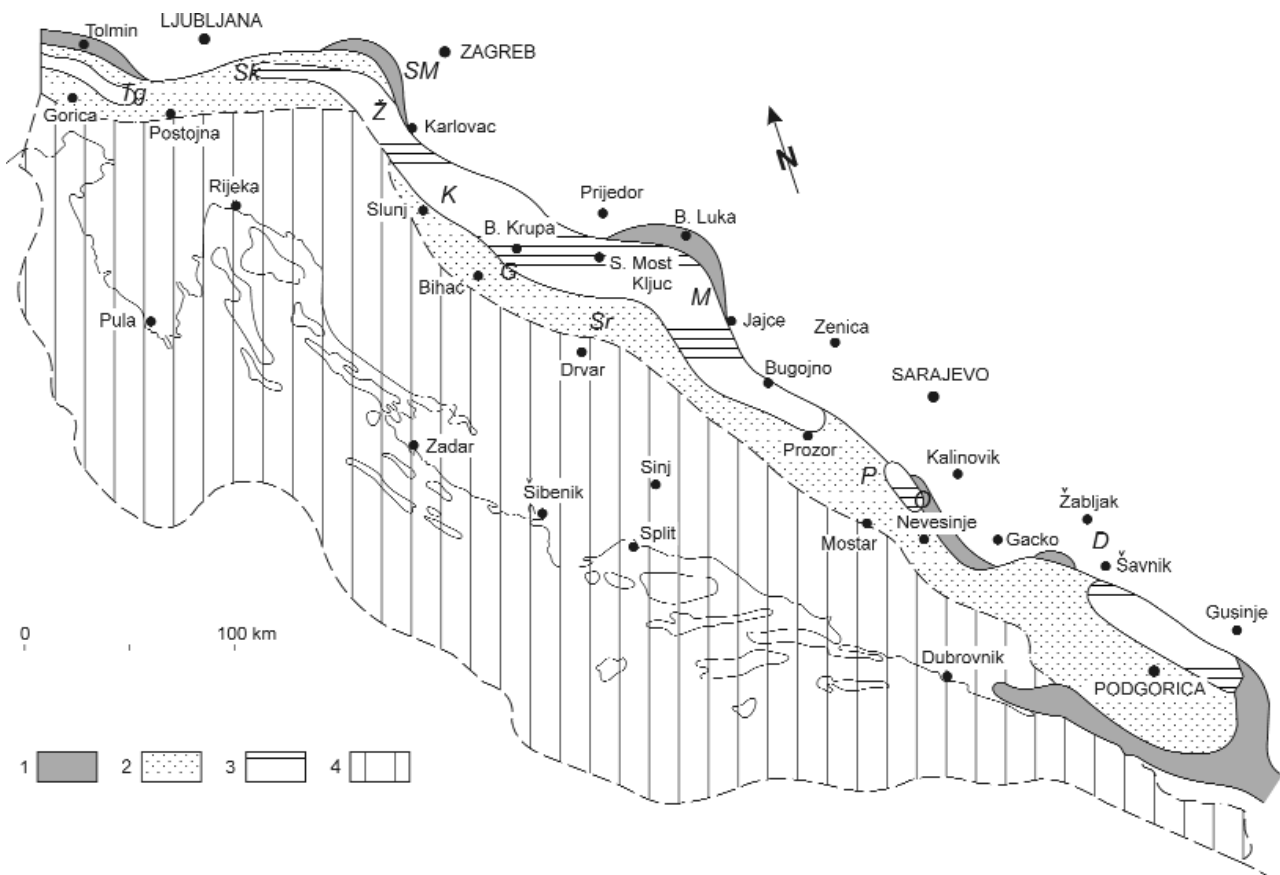
A legnehezebb értelmezési kérdések a Mónosbéli-egységgel kapcsolatban vetődnek fel. Az nagyon valószínű, hogy itt a jura idején létrejött akkréciós komplexumról van szó (CSONTOS 1999; HAAS, KOVÁCS S. 2001; DIMITRIJEVIĆ et al. 2003). Az is bizonyos, hogy az ebben az egységben megismert sokfajta törmelék különböző forrásterületekről származik. A forrásterületek megtalálása azonban általában igen nehéz, és ritkán bizonyítható egyértelműen. Ebből a

szempontból a középső-jura átülepített („bükkzsérci típusú”) mészkőfajták szerepe kulcsfontosságúnak látszik. Ebben az esetben ugyanis a forrásterület meglehetősen nagy biztonsággal meghatározható. Ez a megállapítás az átülepített mészkőfajták primér lerakódási területére vonatkozik, tehát arra a területre, ahonnan a Mónosbéli-egységben található ilyen anyagú litoklasztok, olisztolitok, olisztotlakák származhatnak. Ez azonban nyilvánvalóan nagyon fontos a későbbi történet nyomozása szempontjából. Az átülepített szemcsékből képződött mészkő — földtani értelemben rövid időn belül — kisebb-nagyobb klasztok vagy akár hatalmas méretű blokkok formájában áthalmozódott. Ez a gravitációs tömegmozgásos áthalmozódás azonban már nem köthető platformelőtéri lejtőhöz, hiszen a „bükkzsérci típusú” mészkőklasztok az olisztosztrómákban gyakran olyan klasztokkal együtt találhatók, amelyek forrásterülete nem lehet karbonátplatform. A „bükkzsérci típusú,” mészkőfajták lerakódása és klasztként való átülepítésük között tehát a szedimentációs körülményeknek alapvetően meg kellett változniuk.

Mind a Bükk DNy-i részén, a típusterületen ismert Bükkzsérci Mészkő, mind a Recsk Rm–109 fúrásban feltárt, peloidos bioklasztos mészkő karbonátplatform közelében, előtéri

lejtőjén, illetve annak lábánál rakódott le a középső-jura (kora-bajoci–bath) idején. A platformokon, különösen a platformok peremén a cementáció gyors. Mivel a karbonátszemcsék általában egyedi bioklaszt-, ooid-, onkoid- stb. szemcséként halmozódtak át (a korjelző Foraminiferákkal együtt), geológiai értelemben egyidejűnek tekinthető a trópusi platformon folyó karbonátos üledéktermelődés és az átülepített üledék felhalmozódása a lejtő előterében. Az egykori Neotethys nyugati elvégződésének tágabb környezetében (alpi-kárpáti–dinári régió) a karbonátplatformok uralkodó része a triász végéig, kisebb részük a kora-jurában (a toarciig) megfulladt. Az egyetlen túlélő platform a hatalmas kiterjedésű Dinári (Adriai)-karbonátplatform volt, amely a középső- és a késő-jura idején, sőt ezt követően a krétában is fennmaradt, bár kiterjedése változott (TILŠJAR et al. 2002). A késő jura idején (a kimmeridgeitől) azután számos területen újabb platformok jöttek létre, de a középső-jurában nem ismert e régióban más terület, ahonnan a „bükkzsérci típusú” mészkőfajták szemcséi származtathatók lennének.

A Neotethys-óceán nyugati részének felnyílásával egy időben a középső-triászban jött létre az az árokrendszer (Szlovéniai-árok, Boszniai-árok), amely a Dinári-karbonátplatformtól elkülönítette a Júliai-Alpok blokkját (BUSER



9. ábra. A Dinári (Adriai)-karbonátplatform középső-jura fáciesei

1 – szárazra került terület, 2 – a belső platformon lerakódott üledékek, 3 – ooidos grainstone, 4 – lejtő–medence-üledékek. Fontos szelvények: Tg = Trnovski gozd, Sk = Suha krajina, SM = Samobor-hegység, Ž = Žumberak, K = Kordun, G = Grmeč, Sr = Srnetica, O = Osmača, P = Prenj, D = Durmitor (DRAGICEVIĆ, VELIĆ 2002)

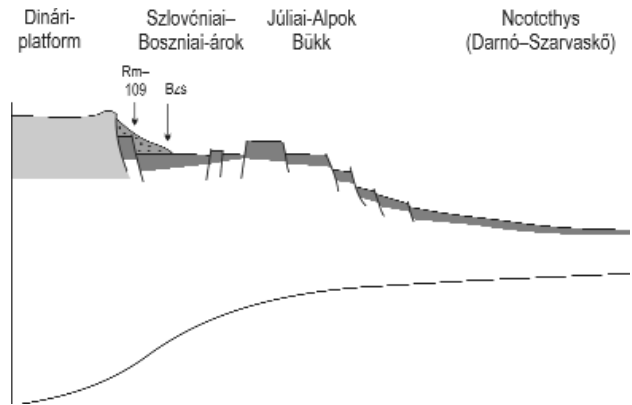
Figure 9. Middle Jurassic facies of the Dinaridic (Adriatic) Carbonate Platform

1 – emerged areas, 2 – inner platform deposits, 3 – ooid grainstone, 4 – slope to basin deposits. Important sections: Tg = Trnovski Mt, Sk = Suha krajina, SM = Samobor Mts, Ž = Žumberak, K = Kordun, G = Grmeč Mt, Sr = Srnetica, O = Osmača Mt, P = Prenj Mt, D = Durmitor Mt. (DRAGICEVIĆ, VELIĆ 2002)

1989, 1996), továbbá a Zagorje–Közép-dunántúli-, a Bükki-, a Sana–Unai- és a Jadari-egységet is. Ezeken területeken a késő-triászban még folytatódott a platformkarbonát-lerakódás, de legkésőbb a kora-jura idejére a platformok megfulladtak és felettük mélytengeri környezet jött létre. Nyugat felé a kora-jurában kialakult Bellunói-medence zárta le a Dinári (Friuli)-karbonátplatformot. A kora-jurában majd a középső-jurában is a platform ÉK-i peremén, a külső platform erős vízmozgású övezetét ooidüledék borította, ooid-homok-halmok keletkeztek (DRAGICEVIĆ, VELIĆ 2002). Számos helyen platformelőtéri lejtő és lejtőlábi fáciesek is megfigyelhetők mind a Bellunói-medencében (BOSELLINI et al. 1981), mind a Szlovéniai–Boszniai-árokrendszer peremén (9. ábra; DRAGICEVIĆ, VELIĆ 2002). A késő-bajoci–bath idején a Bellunói-medencében 600 m vastagságot is elérő átülepített ooidos mészkő (Vajonti Mészkő) képződött (CLARI, MASETTI 2002). A Szlovéniai-árok peremén (Tolmin környékén) ugyanekkor litoklasztos és átülepített ooidos mészkő rakódott le közvetlenül a platform közelében, melyek ÉK felé medenceüledékekkel összefogazódva kiékelődnek (ROŽIČ, POPIT 2006). Az itt található, valamint a horvátországi Žumberak-hegység sošicei szelvényéből leírt (BUKVOVIĆ et al. 2004, BUKVOVIĆ 2006) kőzetfajták szöveti jellegei és ősmaradványai (például a Foraminiférák) nagyon hasonlóak a Bükkzsérci Mészkőéhez. Hasonló kifejlődésű középső–felső-jura átülepített ooidos mészkő, valamint lejtőbreccsa-képződmények ismertek tovább DK felé a Dinári-platform peremén (Pre-Karst-egység–Boszniai-flisöv) Banja Luka térségében, továbbá Nevesinje környékén Hercegovinában, és Nikšić és Žabljak mellett Montenegróban (DRAGICEVIĆ, VELIĆ 2002) továbbá a Boszniai-flisöv folytatását képező Beotiai-flisövben is a Hellenidákban (JAKOBSHAGEN 1986). E képződmények részleteiből biosztratigráfiai és szedimentológiai vizsgálatára azonban még nem került sor.

A fentieket úgy összegezzük, hogy a „bükkszerci típusú” mészkőfajták, minden valószínűség szerint, a Dinári-karbonátplatformról átülepített szemcsékből állnak. Tudjuk, hogy a késő-bajoci–bath szakaszban — a relatív vízszintemelkedés lassulása, majd stagnálása miatt — a Dinári-platformról hatalmas mennyiségű üledékszemcse szállított a környező medencékbe. Ez az intervallum a „bükkszerci típusú” mészkőfajták lerakódásának szakasza is. Az üledéklerakódás a platformelőtéri lejtőn, illetve a lejtő lábánál kialakult üledékpáliston történt. A Recsk Rm-109 fúrásban feltárt mészkő proximálisabb, a bükki Bükkszerci Mészkő disztálisabb környezetben képződött (10. ábra), az utóbbi, ennek megfelelően medence fáciesű betelepülésekkel tagolt. Az azonban nem állapítható meg, hogy a több száz kilométer hosszan követhető Dinári-platform lejtőjének melyik szektorából származnak a jelenleg a Mónosbéli-egységbe tartozó átülepített karbonátok.

Ennél is nehezebben értelmezhető az a folyamat, ami a „bükkszerci típusú” mészkőfajtának az akkrációs komplexumba kerülését eredményezte. Az biztos, hogy az átülepített üledék nagy része kőzetté vált a feldarabolódás és az áthalmozódás előtt, hiszen csak így jöhettek létre a



10. ábra. A platform eredetű átülepített szemcsékből álló „bükkszerci típusú” mészkő üledékképződésének ősföldrajzi modellje a középső-jura (bajoci–bath) idején

Rm-109 = a Recsk Rm-109 fúrás jura karbonátrétegsorának rekonstruált helyzete, Bzs = a Bükkszerci Mészkő típusú területének rekonstruált helyzete

Figure 10. Palaeogeographic model for sedimentation of the re-sedimented platform derived “Bükkszerci-type” limestones in the Middle Jurassic (Bajocian to Bathonian)

Rm-109 = reconstructed setting of the Jurassic carbonate succession exposed in the core of Borehole Recsk Rm-109, Bzs = reconstructed setting of the type locality of the Bükkszerci Limestone

méteres – száz méteres vagy annál is nagyobb blokkok. Az olisztosztrómákban megjelenő apróbb törmelék is cementált, konszolidálódott mészkő. Az a tény viszont, hogy az olisztosztrómákban a litoklasztok mellett egyedi ooidszemcsék és a platformról, valamint a felső lejtőről származó bioklasztok is megjelennek, arra utal, hogy konszolidálatlan sekélytengeri eredetű üledék is létezett a gravitációs tömegmozgások forrásterületén.

A Mónosbéli-egységet alkotó üledékösszlet felhalmozódásának kora a mátrixnak tekinthető palába betelepült radiolaritok Radiolaria-faunája alapján a késő-bajoci–oxfordi intervallumba tehető. Tehát részben átfedheti a „bükkszerci típusú” mészkő felhalmozódását, de jórészt azt közvetlenül követhette. A gravitációs tömegmozgások eredetű polimikt üledék, a nagyméretű olisztolitok megjelenése a Mónosbéli-egységben intenzív hegységképző tektonikai mozgások megindulását jelzi. Ezek a kompresszív mozgások feltorlasztották, ezzel megemelték és szétszaggatták, feldarabolták az előtéri lejtő lábánál és a környező medencében lerakódott, nagyrészt már kőzetté vált karbonátüledéket. Az összetorlasztás során az aljzat mélyebb részét képező kőzetek is kiemelkedhettek, erodálódhattak. A Mónosbéli-egység üledékei az összetorlasztás során kialakuló takarók előterében létrejövő mélytengeri medencében halmozódhattak fel, tektonikai mozgásokhoz kapcsolódó üledékképződési folyamatokkal. A metamorf és a egyes összetételű magmás kőzetekből álló litoklasztok részletes vizsgálata folyamatban van. Csak e vizsgálatok eredményeinek ismeretében lehet a különböző kőzetfajtákból származó törmelék forrásterületeiről pontosabb elemzést adni és — figyelembe véve a tágabb régióban végzett

kutatások eredményeit is — a képződési körülményeket pontosabban felvázolni.

Az Északi-Mészköalpokban (Tiroli-takarócsoporthoz) hasonló jellegű akkréciós komplexumot ismertek föl az elmúlt évtizedben, azzal a különbséggel, hogy ott „bükkzsérci típusú” mészkő nem jelenik meg. Az akkréciós komplexum képződésének kezdete a középső-jura. A callovitól a tithonig ismertek gravitációs tömegmozgásos üledékek feketepala- és radiolarit-mátrixban (GAWLICK 1996; GAWLICK, SUZUKI 1999; GAWLICK, FRISCH 2003). A legkorábban kialakult (callovi–oxfordi) Lammer-medencében az olisztolitok, olisztotlakák uralkodóan a Hallstatti-fáciesövből származó triász kőzetek, melyek egy része az áthalmozódás előtt metamorfizálódott (Hallstatt Mélange — GAWLICK 1996; GAWLICK, FRISCH 2003). A fiatalabb (oxfordi–tithon) medencék átülepített anyaga a közeli magaslatokról származik, de a legfiatalabb (kimmeridgei–tithon) medencék esetében ez távolabbi forrásterületről származó törmelékkel keveredik (GAWLICK, FRISCH 2003).

A Dinaridákban a Dinári-ofiolitövben és a Vardar-övben ismert olyan ofiolit melanzs komplexum, amely a bükk-darnóival összevethető (DIMITRIJEVIĆ et al. 2003). A Dinári-ofiolitövben a melanzs mátrixa általában sötétszürke aleurit, homokkő, amelyben cm–dm méretű törmelék, több méteres, többször tíz méteres olisztolitok és 100 m – km méretű olisztotlakák vannak. Ezeket részben az óceáni lemezből, részben a felső kontinentális lemezből származtatják, az utóbbiak közül a legfiatalabb középső(?)–jura korú (DIMITRIJEVIĆ et al. 2003). A Vardar-övben a Jadari-bloktól Ny-ra, a Maljeni-ultrabázistesttől ÉNy-ra agyagkőmátrixban homokkő-, konglomerátum-, tűzkő-, valamint ooidos mészkőklasztok találhatók (néhányban középső-jura Foraminiferákkal!), „diabáz, spilit, porfir, gabbró, dolerit, melafir” mellett. A jurába sorolt melanzsot alsó-turon képződmények fedik (DIMITRIJEVIĆ et al. 2003).

A Bükk-egység további története korábbi munkák ered-

ményeként viszonylag jól ismert, ezért itt ezt csak vázlatosan, e munkákra hivatkozva ismertetem. Az óceáni aljzat obdukciója, az óceáni aljzatroncsoknak a Mónosbéli-egységre való takarós rátolódása a késő-jura–kora-kréta szakaszban történt (BALLA 1987b, CSONTOS 1999). Ekkorra tehető a Bükk-paraautochton egység takaróinak kialakulása, takarós gyűrődése (CSONTOS 1999). A metamorf kőzetek radiometrikus kormeghatározása és a tektonikai elemzések szerint a Bükk-paraautochton az apti során (~120 M év) és a turon idején (~90 M év) érte kisték, illetve nagyon kis fokú regionális metamorfózis és deformáció (ÁRKAI et al. 1995; CSONTOS 2000; CSONTOS, VÖRÖS 2004).

A recski mélyszerinti ércesedés kutatófúrásai alapján az a következtetés vonható le, hogy a késő-paleogén szigetfűtési típusú magmatizmus termékei a Bükkium mindhárom tektonikai egységét (Bükk-paraautochton, Monosbéli-egység, Darnói-egység) harántolják, tehát addigra ezek egymás fölötti pozíciója kialakult. A magmatizmussal egy időben a Közép-magyarországi-övben jelentős transzpressziós eltolódás folyt, ami a kora-miocénig folytatódva a Bükk-egységet paleogén magmás és üledékes fedőképződményeivel együtt a jelenlegi lényegében megegyező helyzetbe juttatta (CSONTOS 1995; CSONTOS, NAGYMAROSY 1998; KOVÁCS I. et al. 2007).

Köszönetnyilvánítás

A szerző köszönetet mond Pelikán Pálnak és dr. Kovács Sándornak a terepi együttműködésért, a szakmai konzultációkért, az általuk gyűjtött minták rendelkezésre bocsátásáért, Görög Ágnesnek a rétegtani és faciológiai szempontból kiemelkedően fontos Foraminiferák vizsgálatáért. Köszönetemet fejezem ki dr. Császár Gézának és dr. Balla Zoltánnak a cikk rendkívül alapos lektorálásáért, hasznos észrevételeikért. A munkát az OTKA T 047121 és K618772 program támogatta.

Irodalom — References

- ÁRGYELÁN, G. B., GULÁCSI, Z. 1997: Acidic extrusive and plutonic rock fragments in the siliciclastic sediments of the Darnó and Szarvaskő Unit. — *Terra Nostra, Sediment'97* Kurzfassungen, p. 3.
- ÁRKAI, P., BALOGH, K., DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* 84 (3), pp. 334–344.
- BALLA, Z. 1983: Stratigraphy and tectonics of the Szarvaskő synform, Bükk Mts, North Hungary. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1985. évi jelentése*, pp. 42–65.
- BALLA, Z. 1984: The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. — *Geophysical Transactions* 30 (4), pp. 313–353.
- BALLA, Z. 1987a: Cenozoic paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. — *Tectonophysics* 139 (1–2), pp. 67–98.
- BALLA, Z. 1987b: Tectonics of the Bükkian (North Hungary) Mesozoic and relations to the West Carpathians and Dinarids. — *Acta Geologica Hungarica* 30 (3–4), pp. 25–287.
- BALLA, Z., BAKSA, Cs., FÖLDESSY, J., HAVAS, L., SZABÓ, I. 1980: The tectonic setting of the ophiolites in the Bükk mountains (North Hungary). — *Geologica Carpathica* 31 (4), pp. 465–493.
- BALLA, Z., DOBRETsov, N. L. 1984: Mineralogy and petrography of peculiar type ophiolites — magmatic rocks from Szarvaskő (Bükk Mountains, North Hungary). — *Ofioliti* 9 (2), pp. 107–122.
- BALLA, Z., HOVORKA, D. M., KUZMIN, M., VINOGRADOV, V. I. 1983: Mesozoic ophiolites of the Bükk Mountains (North Hungary). — *Ofioliti* 8 (1), pp. 5–46.
- BALOGH, K., KOZUR, H., PELIKÁN, P. 1984: Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. — *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck* 13 (3), pp. 89–96.

- BÉRCZINÉ MAKK A., PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységből. (Jurassic formations from the Bükk Mountains). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. évről*, pp. 137–166.
- BOSELLINI, A., MASETTI, D., SARTI, M. 1981: A Jurassic “tongue of the ocean” infilled with oolitic sands: the Belluno Trough, Venetian Alps, Italy. — *Marine Geology* 44 (1–2), pp. 59–95.
- BUCKOVIĆ, D. 2006: Jurassic limestones of Sošice, Žumberak Mt, Croatia; sedimentary signatures of the platform to basin transition. — *Acta Geologica Hungarica* 49 (4), pp. 355–371.
- BUCKOVIĆ, D., TEŠOVIĆ, B. C., GUŠIĆ, I. 2004: Late Jurassic paleoenvironmental evolution of the Western Dinarides (Croatia). — *Geologica Carpathica* 55 (1), pp. 3–18.
- BUSER, S. 1989: Development of the Dinaric and Julian carbonate platforms and the intermediate Slovenian basin (NW-Yugoslavia). — In: CARULLI, G.B., CUCCHI, F., RADRIZZANI, C. P. (eds): Evolution of the Karstic carbonate platforms. *Memorie Società Geologica Italiana* 40, pp. 313–320.
- BUSER, S. 1996: Geology of western Slovenia and its paleogeographic evolution. — In: DROBNE, K., GORICAN, S., KOTNIK, B. (eds): The role of impact processes in the geological and biological evolution of Planet Earth. *International workshop, ZRC SAZU, Ljubljana*, pp. 111–123.
- CLARI, P., MASETTI, D. 2002: The Trento Ridge and Belluno Basin. — In: SANTANTONIO, M. (ed.): General field trip guide book. *VI International Symposium of Jurassic System, Palermo*, pp. 271–315.
- CSONTOS, L. 1988: Étude géologique d’une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk (Stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). — *Thèse de Doctorat*, Université de Lille Flandres-Artois, No. 250, 327 p.
- CSONTOS, L. 1995: Tertiary tectonic evolution of the Intra-Carpathian area: a review. — *Acta Vulcanologica* 7 (2), pp. 1–13.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai. (Structural outline of the Bükk Mts. N Hungary.). — *Földtani Közlöny* 129 (4), pp. 611–651.
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése. (Stratigraphic re-evaluation of the Bükk Mts. Hungary.). — *Földtani Közlöny* 130 (1), pp. 95–131.
- CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A., THIEBAULT F. 1991a: Újabb Foraminifera-leletek a Déli-Bükkből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, pp. 383–381.
- CSONTOS L., DOSZTÁLY L., PELIKÁN P. 1991b: Radioláriák a Bükk-hegységből. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, pp. 357–409
- CSONTOS, L., NAGYMAROSY, A. 1998: The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. — *Tectonophysics* 297 (1), pp. 57–71.
- CSONTOS, L., VÖRÖS, A. 2004: Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeogeology* 210 (1), pp. 1–56.
- DIMITRIJEVIĆ, M. N., DIMITRIJEVIĆ, M. D., KARAMATA, S., SUDAR, M., GERZINA, N., KOVÁCS, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., LESS, GY., PELIKÁN, P. 2003: Olistrostrome/ mélanges — an overview of the problems and preliminary comparison of such formations in Yugoslavia and NE Hungary. — *Slovak Geological Magazine* 9 (1), pp. 3–21.
- DOSZTÁLY, L., JÓZSA, S. 1992: Geochronological evaluation of Mesozoic formations of Darnó Hill at Recsk on the basis of radiolarians and K-Ar age data. — *Acta Geologica Hungarica* 35 (4), pp. 371–393.
- DOSZTÁLY L., GULÁCSI Z., KOVÁCS S. 1998: Az észak-magyarországi jura képződmények rétegtana. — In: BÉRCZI I., JÁMBOR Á. (szerk.): Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. Mol Rt. — MÁFI, Budapest, pp. 309–318.
- DOSZTÁLY, L., JÓZSA, S., KOVÁCS, S., LESS, GY., PELIKÁN, P., PÉRÓ, Cs. 2002: North-East Hungary. — In: VOZÁR, J., VOJTKO, R., SLIVA, L. (eds): Guide to Geological Excursions. *XVIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Bratislava*, pp. 104–117.
- DRAGIČEVIĆ, I., VELIĆ, I. 2002: The northeastern margin of the Adriatic Carbonate Platform. — *Geologia Croatica* 55 (2), pp. 185–232.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY., HIPS, K. 2003: Comparison of the Variscan – Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and “Bükkium” (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. — *Slovak Geological Magazine* 9 (1), pp. 3–21.
- EBNER, F., KOVÁCS, S., SCHÖNLAUB, H. P. 1991: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn — ein Vergleich der Sedimentären fossilführenden Vorkommen. — In: LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. (eds): *Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*. Teil. 1, Wien, pp. 263–294.
- GAWLICK, H.-J. 1996: Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergschichten im Lammertal – Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). — *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreich* 39/40, pp. 119–186.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W. 2003: The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution and tectonics — an overview. — *Neues Jahrbuch Geologisch-Paleontologische Abhandlungen* 230, pp. 163–213.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. 1999: Zur stratigraphischen Stellung der Stubbergschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). — *Neues Jahrbuch Geologisch-Paleontologische Abhandlungen* 211, pp. 233–262.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSSTYN, L., LEIN, R. 1995: Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine – North Pannonian domain. — *Tectonophysics* 242 (1), pp. 19–40.
- HAAS, J., KOVÁCS, S. 2001: The Dinaridic-Alpine connection – as seen from Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 44 (2–3), pp. 345–362.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I., PELIKÁN, P. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 49 (2), pp. 125–163.
- JAKOBSHAGEN, V. 1986: *Geologie von Greichenland*. — Gebrüder Borntrager, Berlin, Stuttgart, 363 p.
- JÓZSA, S., DOSZTÁLY, L., GULÁCSI, Z., KOVÁCS, S. 1996: Ophiolites of Szarvaskő, Darnó Hill and Bódva Valley. — *Excursion guide IGCP [International Geological Correlation Programme] 369. Workshop of rift magmatism, Budapest*, p. 16.
- KÁZMÉR, M., KOVÁCS, S. 1985: Permian–Paleogene paleogeography along the eastern part of the Insubric-Periadriatic Lineament system: evidence for continental escape of the Bakony – Drauzug Unit. — *Acta Geologica Hungarica* 28 (1–2), pp. 71–84.
- KOVÁCS, S., HAAS, J., CSÁSZÁR, G., SZEDERKÉNYI, T., BUDA, GY., NAGYMAROSY, A. 2000: Tectonostratigraphic terranes in the pre-Neogene basement of the Hungarian part of the Pannonian area. — *Acta Geologica Hungarica* 43 (3), pp. 225–328.

- KOVÁCS, S., JÓZSA, S., GULÁCSI, Z., DOSZTÁLY, L., ÁRGYELÁN, G. B., FÖRIAN-SZABÓ, M., OZSVÁRT, P. 2005: Permo-mesozoic formations of the Darnó Hill area, NE Hungary – a displaced fragment of the Inner Hellenidic – Inner Dinaridic accretionary complex. – *Workshop on Alpine Geological Studies. Abstract Book, Zagreb*, pp. 51–52.
- KOVÁCS, I., CSONTOS, L., SZABÓ, Cs., BALI, E., FALUS, Gy., BENEDEK, K., ZAJACZ, Z. 2007: Paleogene – Early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine– Carpathian– Pannonian–Dinaric region: An integrated approach. – *Geological Society of America Special Paper* 418, pp. 93–112.
- PELIKÁN P. (szerk.) 2005: *A Bükk hegység földtana*. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.
- PELIKÁN, P., DOSZTÁLY, L. 2000: A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük. – *Földtani Közlöny* 130 (1), pp. 25–46.
- PAMIĆ, J. 1997: The northwesternmost outcrops of the Dinaridic ophiolites: a case study of Mt. Kalnik (North Croatia). – *Acta Geologica Hungarica* 40 (1), pp. 37–56.
- PAMIĆ, J. 2003: The allochthonous fragments of the Internal Dinaridic units in the western part of the South Pannonian Basin. – *Acta Geologica Hungarica* 46 (1), pp. 41–62.
- PEŠIĆ, L., RAMOVŠ, A., STREMAC, J., PANTIĆ-PRODANOVIĆ, S., FILIPOVIĆ, I., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P. 1986: Upper Permian deposits of the Jadar region and their position within the Western Paleotethys. – *Memorie Società Geologica Italiana* 34, pp. 211–219.
- PROTIĆ, L., FILIPOVIĆ, I., PELIKÁN, P., JOVANOVIĆ, D., KOVÁCS, S., SUDAR, M., HIPS, K., LESS, Gy., CVJIĆ, R. 2000: Correlation of the Carboniferous, Permian and Triassic sequences of the Jadar Block, Sana-Una and “Bükkium” Terranes. – In: Karamata, S., Janković, S. (eds): *Proceedings of the International Symposium Geology and Metallogeny of the Dinarides and Vardar Zone, Banja Luka*, pp. 61–69.
- ROŽIČ, B., POPIT, T. 2006: Redeposited limestones in the Middle and Upper Jurassic successions of Slovenian basin. – *Geologija* 49 (2), pp. 219–234.
- TILŠJAR, J., VLAHOVIĆ, I., VELIĆ, I., SOKAČ, B. 2002: Carbonate platform megafacies of the Jurassic and Cretaceous deposits of the Karst Dinarides. – *Geologia Croatica* 55 (2), pp. 139–170.

A Rudabányai-hegység jura képződményeinek szerkezeti helyzete és üledékes kapcsolata — régi koncepciók áttekintése és új munkahipotézis

Structural position and sedimentary connections of Jurassic formations of the Rudabánya Hills — an overview of old conceptions and a new working hypothesis

KÖVÉR SZILVIA¹, FODOR LÁSZLÓ², KOVÁCS SÁNDOR¹

¹MTA-ELTE Geológiai, Geofizikai és Űrtudományi Kutatócsoport, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

Tárgyszavak: jura, képlékeny deformáció, szerkezeti egység, Rudabányai-hegység, alacsony fokú metamorfózis

Összefoglalás

Dolgozatunk a Rudabányai-hegység középső részének jura képződményeit tárgyalja, a kőzetek litológiai jellemvonásaira és a képződmények sorrendjére, valamint szerkezeti helyzetére tett megfigyeléseinket összegezi. Elemzésünk szerint a triász Bódvai-sorozatba sorolt Zlambachi Formáció és a Telekesvölgyi Formáció alsó, vörös-zöld agyagmárga tagozata a helyi különbségek ellenére egy rétegtani egységként (vörös-zöld és szürke márga rétegcsoporthoz) kezelhető. Ez a rétegtani egység fokozatosan fejlődik ki a felső-triász (nori) pelágikus mészkővekből. Ebből következik, hogy a Telekesvölgyi Formáció — az eddigi nézetekkel ellentétben — a Bódvai-sorozat része. A feltételezhetően jura korú Telekesoldali Formáció felfelé durvuló, gravitációs tömegmozgásokkal áthalmazott törmelékes sorozat, melynek triász aljzata ismeretlen. A fúrásokban és felszínen észlelt helyzete alapján a Telekesoldali Formáció egy takaró, amely magasabb szerkezeti helyzetben található, mint a Bódvai-sorozat triász-jura rétegsora. Ezen állításunkat alátámasztja, hogy a Telekesoldali Formáció képződményei legalább három képlékeny deformációs fázison mentek keresztül, melyek nem érintették a Bódvai-sorozat (beleértve a Telekesvölgyi Formációt) képződményeit. A képlékeny deformáció folyamán először egy rétegpárhuzamos palásság (S_{0-1}) alakult ki a Telekesoldali-takaróban, melyet később egy helyenként szoros redőződéshez (F_2) kapcsolódó S_2 palásság felülbélyegzett. A három esemény közül a legfiatalabb egy kink redőket (F_3) eredményező fázis volt, mely az S_{0-1} palásságot gyűrte meg. A képlékeny deformáció még a takaró áttolódása előtt jött létre.

Keywords: Jurassic, ductile deformation, tectonic unit, Rudabánya Hills, low-grade metamorphism

Abstract

The paper contains an overview of the old and new concepts about the tectonic position, stratigraphic content and sedimentary contacts of the Jurassic sequences in the Rudabánya Hills, NE Hungary. These sequences have been studied since the middle of the 19th century. However, the knowledge on their tectonic position, the number of the tectonic units, the history of deformation, their exact age, the underlying Triassic basement, and the correct order of the formations have not been clarified yet. In this paper new observations and the new concept on the lithology and the structural position of the Jurassic rocks are summarised.

In this concept the Zlambach Formation (grey marls) of the Bódva Series, and the lowermost member of the Telekesvölgy Formation (red-green claymarls with limestone beds and olistoliths) are situated in the same (or very similar) stratigraphic level, in spite of the local colour differences. Revision of the available borehole data suggest that the contact between this unified red-green and grey marl and the underlying Late Triassic (Norian) pelagic limestone is of sedimentary origin (Figure 7). In this case the Telekesvölgy Formation — in contrast with the previous conception (Figures 1, 6, 12 and 13) — is a member of the Bódva Series and at least partly late Triassic in age.

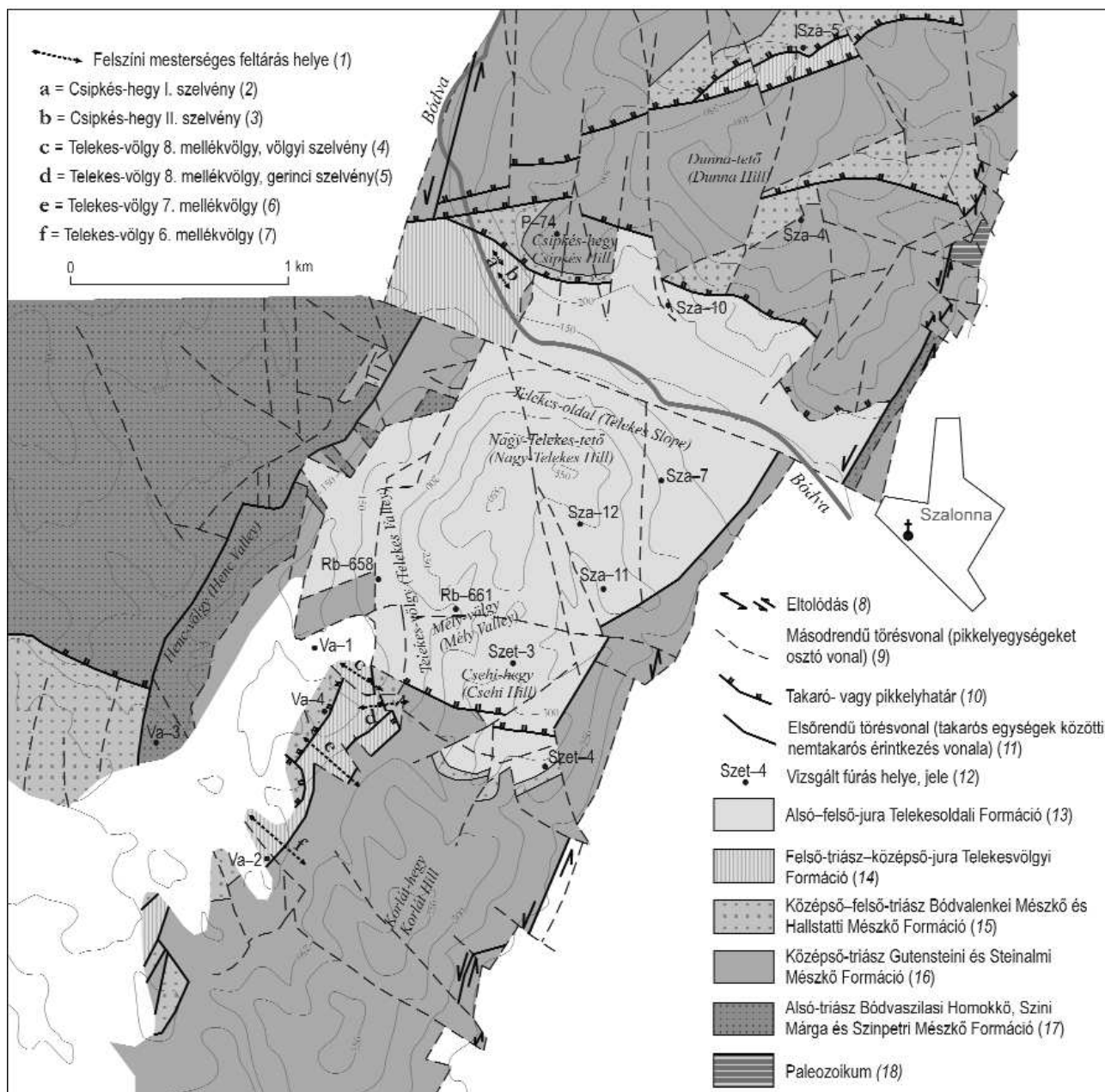
The Telekesoldal Formation is an upward-coarsening siliciclastic series, and was formed by different types of gravity sediment flows. According to the examined boreholes and fieldwork this Telekesoldal Formation forms a nappe, which overlies the Triassic-Jurassic sequence of the Bódva Series (Figure 12). The Telekesoldal Formation suffered 3 phases of ductile deformations. In the first phase (D_1) a bedding-parallel foliation developed, which is connected with strong layer-perpendicular shortening (flattening of clasts) in the olistostrome levels (Photo I/4 and 5). During D_2 deformation phase tight F_2 folds developed (Photo II/2 and 4) with an axial plane cleavage. The older S_{0-1} and the new S_2 foliations intercept each other at an oblique angle (Photo II/5). The last stage of ductile deformation (D_3) is represented by kink folds (F_3 , Photo I/3 and II/6) and an incipient crenulation cleavage (S_3 , Photo II/1). According to new investigation the formations of Bódva Series have not been influenced by these ductile deformations, so the emplacement of the Telekesoldal Nappe on the Bódva Series was a post-metamorphic event. On the

other hand, post-emplacement reverse fault could change the superposition of the Telekesoldal and Bódva units, while the Bódva Unit is above the Telekesoldal Nappe north from the Bódva River, in the Dunna-tető Scale. In the south, the Telekesoldal Nappe has been thrust by the Henc Creek Unit, then by the Aggtelek Unit. Preliminary illite cristallinity studies suggest high temperature anchizonal – lower epizonal degree of metamorphism in the Telekesoldal Nappe, while the Telekesvölgy (Bódva) Jurassic has only diagenetic (sometimes low temperature anchizonal) values.

Bevezetés

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység utolsó nagy földtani térképezési programja az 1980-as években zajlott

(LESS et al. 1988, SZENTPÉTERY, LESS 2006), melynek eredményeként megszületett a terület 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképe (1. ábra). Az azóta eltelt majdnem húsz év során számos új probléma merült fel a hegység



1. ábra. A Rudabányai-hegység középső részének földtani térképe, LESS et al. (1988) nyomán

Figure 1. Geological map of the central part of the Rudabánya Hills (NE Hungary) after LESS et al. (1988)

1 – location of surface key sections; 2 – Csipkés Hill, Section I; 3 – Csipkés Hill, Section II; 4 – Telekes Valley, Tributary Valley 8, section on the valley; 5 – Telekes Valley, Tributary Valley 8, section on the ridge; 6 – Telekes Valley, Tributary Valley 7; 7 – Telekes Valley, Tributary Valley 6; 8 – strike-slip fault; 9 – secondary fault (dismembering scales); 10 – nappe or scale boundary thrust/reverse fault; 11 – first-order tectonic contact (post-nappe fault juxtaposing different nappe units); 12 – studied borehole; 13 – Lower to Upper Jurassic Telekesoldal Formation; 14 – Upper Triassic – Middle Jurassic Telekesvölgy Formation; 15 – Middle to Upper Triassic Bódvalenke and Hallstatt Formations; 16 – Middle Triassic Gutenstein and Steinalm Formations; 17 – Lower Triassic Bódvaszilasi Sandstone, Szini Marl and Szinpetri Limestone Formations

szerkezeti felépítésével kapcsolatban. A hegységben megjelenő tektonikai egységek viszonyának és deformációjának vizsgálata elősegítheti a Belső-Nyugati-Kárpátok szerkezetének és fejlődéstörténetének jobb megértését. Az utóbbi években elkezdődött a Rudabányai-hegység új, szerkezetföldtani szemléletű feldolgozása (LESS 1998, 2000; FODOR, KOROKNAI 2000, 2003; PÉRO et al. 2002, 2003; KÖVÉR 2005, KÖVÉR et al. 2005a, b, 2006), melynek során elengedhetetlenné vált a jura képződmények újraértékelése.

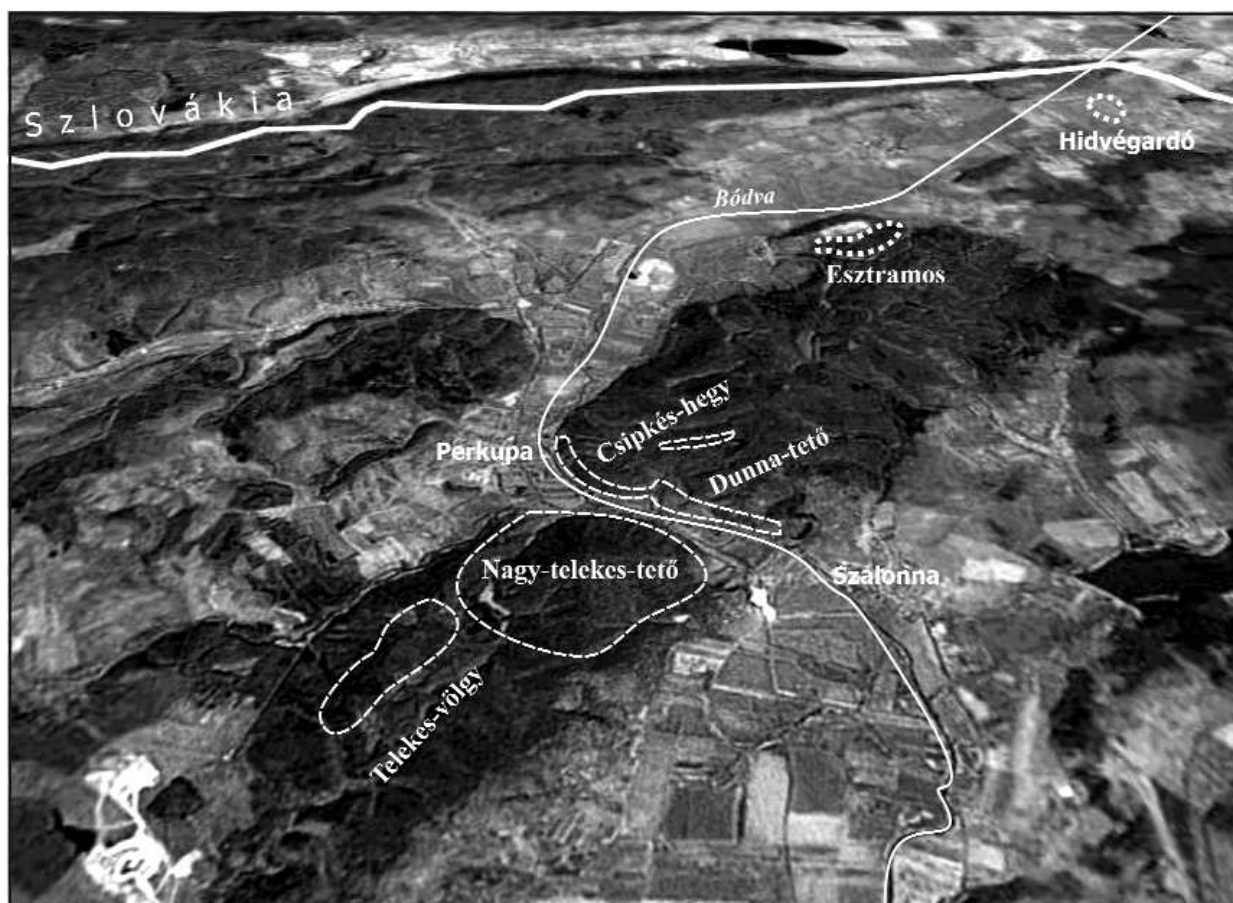
Az Aggtelek–Rudabányai-hegység jura képződményeinek földtani megismerés-története a 19. század közepéig nyúlik vissza, mikor a területen először földtani térképet készítő bécsi geológusok (HOCHSTETTER 1856, FOETTERLE 1869) liász alapkonglomerátumként értelmezték a Telekes-oldal képződményeit. Az ekkor helyesen feltételezett jura kort a terület későbbi kutatói elvetették. A 20. század elején KOCH (1904) alsó-triásznak, míg VITÁLIS (1909) és PÁLFY (1924) karbonnak és alsó-triásznak tartotta a Telekes-oldal és Telekes-völgy képződményeit. A terület első részletes földtani térképét Balogh Kálmán és Pantó Gábor készítették el (BALOGH, PANTÓ 1949). Ők a Telekes-oldalban, valamint

a Csipkés-hegy¹ és a Dunna-tető (2. ábra) lábánál megjelenő sötétszürke, fekete agyagpalát a ladin emeletbe sorolták. Az általuk kvarcporfirnak nevezett szubvulkáni riolitestekről megállapították, hogy a szepes–gömöri porfiroidoknál lényegesen fiatalabbak, és a kárpáti hegységképződés mezozoikum végi fő fázisához kapcsolódnak.

Az 1980-as évek térképezési programjával új lendületet vett a kutatás, melynek során megszületett a jura képződmények új litosztratigráfiai tagolása, valamint bizonyítást nyert a képződmények jura kora (GRILL et al. 1984, GRILL, KOZUR 1986, GRILL 1988, DOSZTÁLY 1994). A térképezési program az 1980-as évek végén befejeződött, de ennek ellenére olyan alapvető földtani kérdések maradtak nyitva, mint a jura képződmények pontos kora, sorrendje, szerkezeti helyzete, deformációtörténete és a triász sorozatokhoz való viszonya.

Folyamatban lévő kutatásaink során az egységek szerkezetfejlődésével foglalkozunk, és ennek keretében kísérletet teszünk a jura képződmények szerkezeti szemléletű szétválasztására. Jelen cikkünk a munka első fázisának

¹ A Csipkés-hegy néhány munkában Bizó-tető néven szerepel.



2. ábra. A Rudabányai-hegység középső és északi részének bizonyított vagy feltételezett jura képződményeinek felszíni előfordulásai Google Earth képen

Fehér szaggatott körvonallal a vizsgált, pontozottal a még nem vizsgált területeket jelöltük. A vastag fehér vonal a magyar–szlovák országhatárt jelöli.

Figure 2. Jurassic outcrops in the central and northern parts of Rudabánya Hills on a Google Earth image

The white dashed lines indicate the studied areas, whereas the dotted ones the outcrops not yet investigated. The thick white line indicates the border of Hungary and Slovak Republic

eredményeként a képződmények litológiai bélyegeinek újraértelmezésével, az alapvető deformációs bélyegek jellemzésével, valamint a jura képződményeket is tartalmazó szerkezeti egységek sorrendjével foglalkozik. A kőzeteket ért metamorfózis mértékének – és ezzel együtt a deformáció hőmérsékleti és nyomás viszonyainak – pontos meghatározása az illit Kübler- és klorit Árkai-indexek és a b_0 paraméter alapján lesz lehetséges.

Vizsgálati módszerek

Munkánk során terepi szerkezeti megfigyeléseket és méréseket végeztünk a Rudabányai-hegység középső részén. Vizsgáltuk a területen jelenlévő, jurába sorolt Telekesoldali és Telekesvölgyi Formációnak és a Bódvai-sorozat triász képződményeinek belső deformációját jellemző rétegdőlést és az esetenként kétféle generációs palásságot, a redőtengelyeket, valamint az egységek egymáshoz viszonyított helyzetét, az egységek határainak geometriáját és szerkezeti jellegét. Számos fúrás (Szendrő [térképező] Szt-3, -4, Szalonna Sza-4, -5, -7, -10, -12, Varbóc Va-1, -2, -3, -4, Perkupa P-74, Szögliget Szö-3, Hidvégardó Ha-4, Rudabánya Rb-658, -661) újraértékelését végeztük el részben vagy teljes egészében (1. ábra). A gyűjtött mintákból vékonycsiszolatok és azokból mikrotektonikai, szedimentológiai és őslénytani vizsgálatok készültek.

A vizsgált terület és képződményei

Az Aggtelek–Rudabányai-hegységben bizonyítottan vagy feltételezetten jura korú képződmények Hidvégardó környékén, az Esztramos DK-i oldalán, a Bódva folyó áttörésétől északkeletre a Dunna-tető valamint Csipkés-hegy déli lejtőjén (1. és 2. ábra), a Bódvától délre pedig a Nagy-Telekes-tetőn, a Csehi-hegyen, valamint a Telekes-patak mentén és mellékvölgyeiben bukkannak felszínre (2. ábra). Eddigi munkánk során az utóbbi négy, legnagyobb területű előfordulást vizsgáltuk.

Nevezéktani kérdések, definíciók

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység képződményeinek nevezéktanában jelenlévő bizonytalanságok miatt szükségesnek érezzük az általunk használt fogalmak jelentésének tisztázását. A probléma gyökere abban rejlik, hogy az ősföldrajzi, valamint a szerkezeti egységek nevei azonosak, így gyakran nem egyértelmű, hogy melyikre vonatkozik egy-egy állítás.

Bódvai-sorozat. A Neotethys folyamatosan elvékonyodó kontinentális peremén a késő-perm–késő-triász időintervallumban lerakódott üledékösszetlet foglalja magába. A Bódvai-sorozat legjellemzőbb elemei a ladintól a késő-triászig lerakódott vörös színű mészkövek, tűzköves mészkövek,

valamint esetenként radiolaritok (LESS 1981, GRILL et al. 1984, KOVÁCS et al. 1989).

Telekesvölgyi Formáció. Késő-triász(?)–középső-jura vörös, zöld és szürke agyagmárgából és márgából, szürkefoltos mészmárgából, crinoideás mészkőből, valamint helyenként kovás és mangános agyagkőből felépülő képződmény.

Telekesoldali Formáció. Szubvulkáni riolitteketet, valamint a rétegsor középső részén több formában is megjelenő homokkővet tartalmazó fekete agyagpalából és helyenként kovás márgából, valamint olisztolitos agyagpalából, esetenként olisztosztrómákból álló rétegsor. Kora valószínűleg dogger–kora-malm(?) (GRILL 1988, DOSZTÁLY 1994).

Bódvai szerkezeti egység. A késő-jurában(?) létrejött szerkezeti, tektonikai egység, melyet a Bódvai-sorozat elemei építenek fel. Mai helyzetében egységes szerkezeti egységről nem beszélhetünk, mivel a kréta–tercier tektonikai fázisok folyamán több, különböző szerkezeti helyzetbe kerülő alegységre bomlott. Az eddigi munkák során eltérő módon rekonstruált, eredeti késő-jura (?) szerkezeti egység közzétartalmát és eredeti helyzete ma már közvetlenül nem vizsgálható.

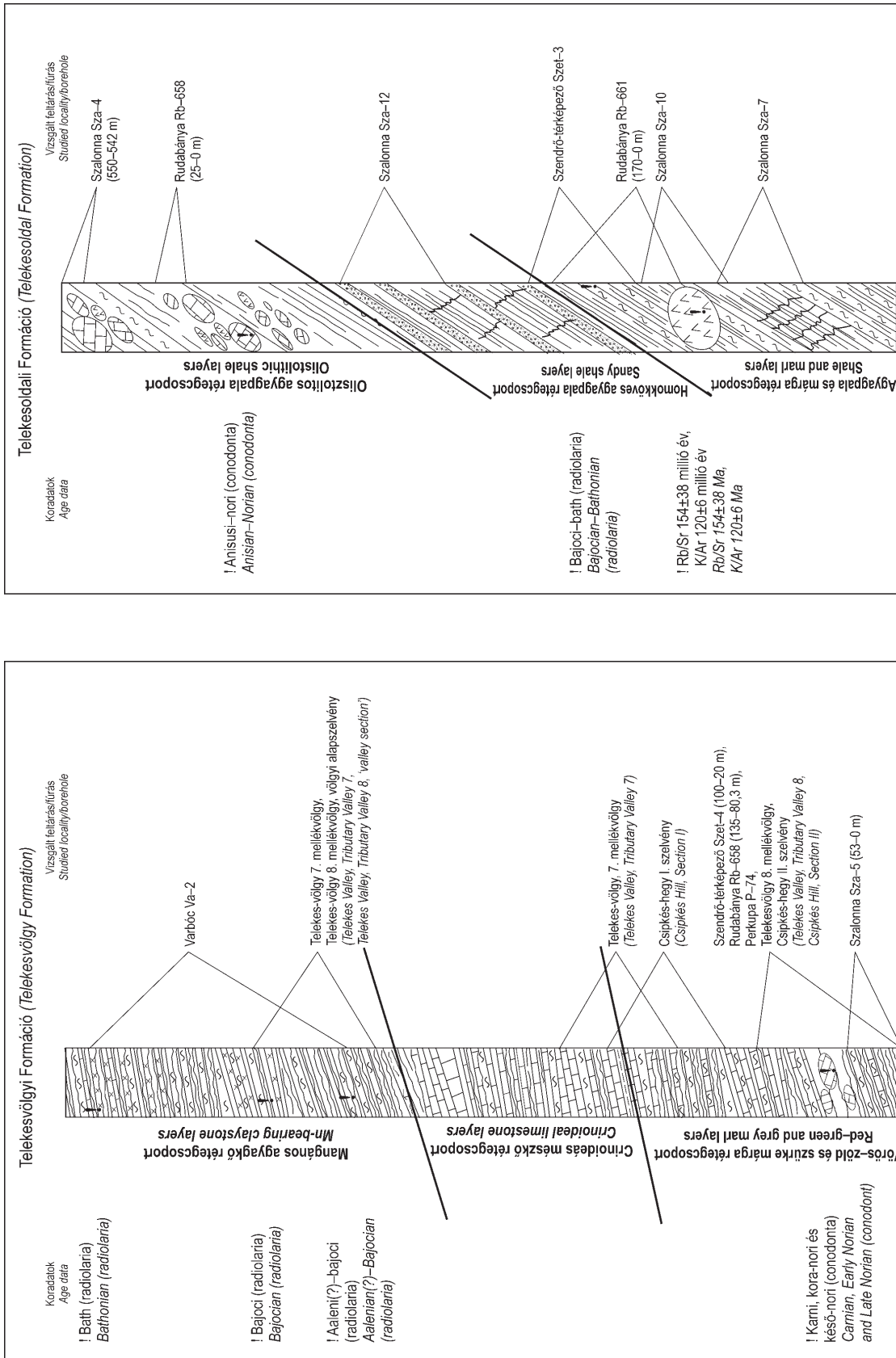
Litológiai, szedimentológiai leírás

A Rudabányai-hegység jura (esetenként késő-triász?–jura) képződményeit GRILL J. munkái alapján két formációba sorolták. A Telekesvölgyi és a Telekesoldali Formáció megkülönböztetését litológiai jellemvonások, őslénytani és szerkezeti megfontolások alapján látták szükségesnek (GRILL et al. 1984, GRILL 1988). A formációk leírását később a fenti munkák alapján némileg átfogalmazták (pl. DOSZTÁLY 1994, LESS 1998), majd GRILL (SZENTPÉTERY, LESS 2006) újólal összefoglalta.

Telekesvölgyi Formáció

A *Telekesvölgyi Formációt* három tagozatra bontották (GRILL 1988), amelyet a 3. ábrán bemutatott megnevezésekkel tárgyalunk. A tagozatok később nem emelkedtek hivatalos rangra, így a rétegcsoporthoz kifejezést használjuk a formáción belül általunk javasolt alegységekre. A korábbi tagozatok neveit kismértékben változtattuk, mivel a korábbi nevek tartalmaztak olyan részeket, amely a tagozatban foglalt kőzetek keletkezésének értelmezésére vonatkoztak, és amelyeket jelen munkánkban módosítottunk. A régi tagozatok közzétartalmát csak egy esetben változtattuk, mégpedig a Telekesvölgyi Formáció legalsó tagozata (rétegcsoporthoz) esetében; ennek indoklását a leírás után adjuk meg. A tartalom változását a névben is érzékeltettük, a régebbi adatok bemutatásánál a régi tagozatnevet használjuk („vörös–zöld agyagmárga tagozat”²), míg amikor saját értelmezésünkre utalunk, az új rétegcsoporthoz nevet említjük („vörös–zöld és szürke márga” rétegcsoporthoz). A legidősebbnek tartott „vörös–zöld agyagmárga tagozat” vörös és zöld márga, agyagmárga és mészkő építi fel, melyben vörös és drapp alapszínű, vörös tűzköves mészkövek, durva

² Itt és tovább: idézőjelben a GRILL (1988) által használt megnevezések.



3. ábra. A Teleskesoldali és Teleskesvölgyi Formáció egyszerűsített rétegtani felépítése, a rétegcsoportok határaival, valamint a vizsgált fűrész, felszíni szelvények által feltárt szakaszok hozzávetőleges helyeivel

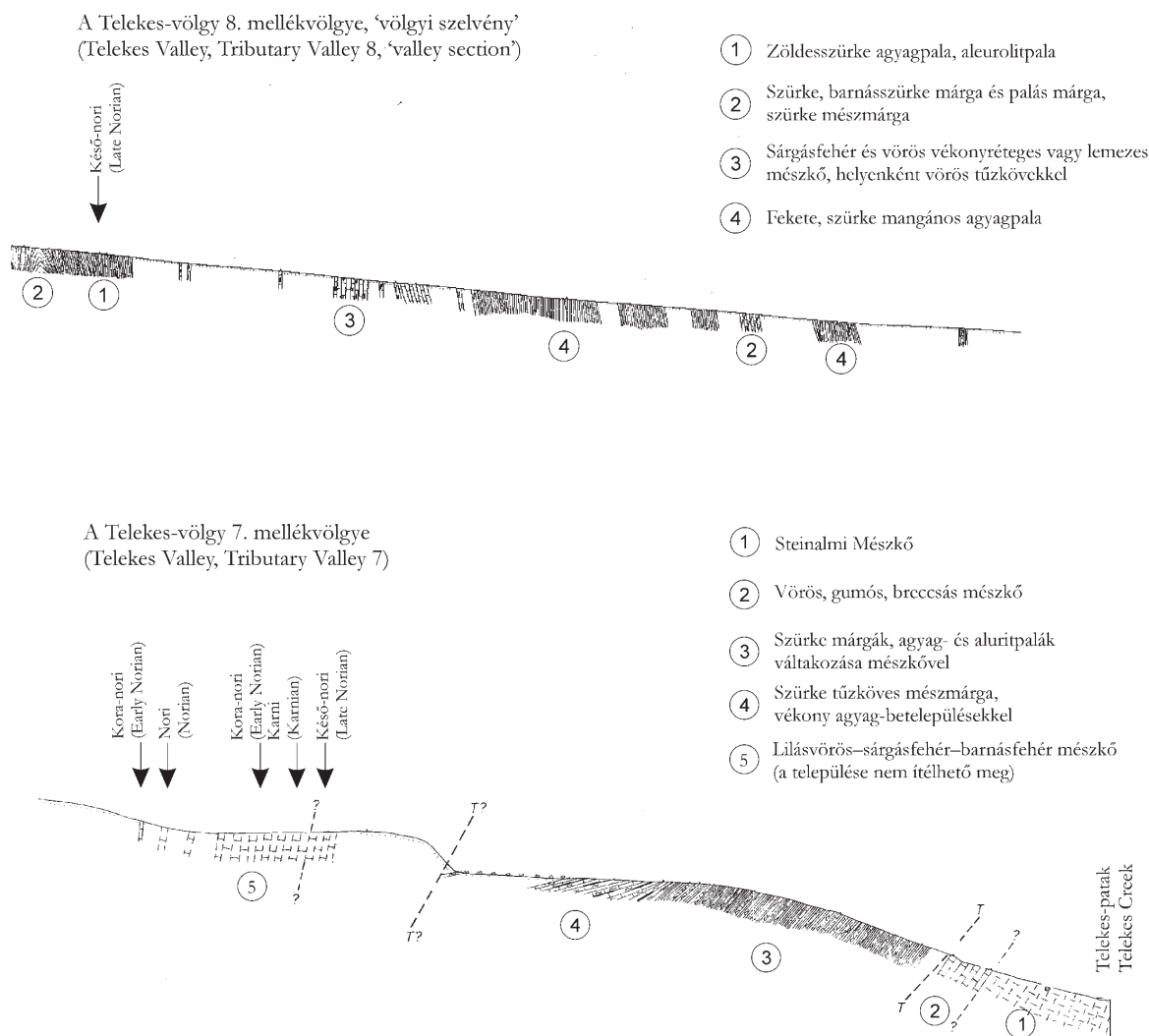
Figure 3. Simplified stratigraphic column of the Teleskesvölgy and the Teleskesoldal Formations with boundaries of their subunits/layers. The stratigraphic positions of the studied boreholes and outcrops are approximately indicated

crinoideás mészkőrétegek települnek pl. a Csipkés-hegy II. szelvény (GRILL 1988, GRILL 2006), és amely helyenként olisztolitokat tartalmaz. Az olisztolitok anyaga jórészt azonosítható a Bódvai-sorozat triászának mészkőveivel. A BALOGH, KOVÁCS (1977) által a „vörös-zöld agyagmárga-tagozatból” meghatározott conodontafauna kora a karnitól a nori végéig terjed. A vizsgált minták közül 6 tartalmazott értékelhető conodontafaunát. A Telekes-völgy 7. számú mellékvölgyéből (4. ábra) származó minták közül 1 karni, 3 kora-nori (láci-3), míg 1 késő-nori (késő-alauni-középső-sevati) kort adott (BALOGH, KOVÁCS 1977). Tekintetbe véve, hogy megfigyeléseink szerint a rétegsor tartalmazhat olisztolitokat, továbbá hogy a szelvény mentén kimutatott korok nem követik az időrendi sorrendet, feltételezhető, hogy a korjelző conodonták olisztolitokból származnak. A 6. minta a Telekes-patak 8. számú mellékvölgyének völgyi szelvényéből, a „vörös-zöld agyagmárga tagozatból” származik (4. ábra). Itt a vizsgált 5 mintából mindössze egy lett ered-

ményes, mely késő-nori (késő-alauni-középső-sevati) conodontafaunát tartalmazott (BALOGH, KOVÁCS 1977). A mintázott mészkőtömb olisztolit volta később bizonyítást nyert. A rétegcsoporthoz kora tehát késő-norinál nem idősebb, azaz rhaeti vagy kora-jura lehet.

A vörös-zöld és szürke márga rétegcsoporthoz („vörös-zöld agyagmárga tagozat”), valamint a feltételezeten üledékes fedőjét jelentő (középső, szürke mészkőből álló) crinoideás mészkő rétegcsoporthoz (pontosan nem meghatározott kor, feltételelesen liász?) átmenete nincs feltárva. Az egyedüli kivétel a Csipkés-hegy I. szelvény lehet, ahol a „vörös-zöld agyagmárga tagozat” alatt crinoideás mészkő-betelepülések vannak agyagpalában, GRILL (1988) szerint átbuktatott helyzetben. A feltárás kis mérete miatt azonban nincs kizárva, hogy a feltárt néhány méter még a vörös-zöld és szürke márga rétegcsoporthoz tartozik.

A legfelső, mangános agyagkő rétegcsoporthoz (3. ábra) közele helyenként kovás és mangános agyagkő, amelyből



4. ábra. A Telekesvölgyi Formációt feltáró alapszelvények a Telekes-völgy 7. és 8. mellékvölgyeiben, BALOGH, KOVÁCS (1977) kézirat szelvényei alapján, a conodontát tartalmazó rétegek feltüntetésével

Figure 4. Outcrops exposing the Telekesvölgy Formation in the tributary valleys 7 and 8 of the Telekes Valley, indicating beds which yielded conodonts (after manuscripts of BALOGH, KOVÁCS 1977)

toarci(?)–bathnak (DOSZTÁLY 1994) illetve bajoci–bathnak (GRILL, KOZUR 1986, GRILL 1988) határozott radiolariafauna ismert. A Varbóc Va–2 számú fúrás 17 mintája tartalmazott radiolariákat, melyek alapján a fúrás alsó része idősebb (toarci?–aalenii), míg felső része bajoci–bath korú (DOSZTÁLY 1994). Oszvárt P. újraértékelése alapján az egész fúrási rétegsor a bajoci–bath időintervallumra tehető (OSZVÁRT P. szóbeli közlése). A Telekes-völgy 7. számú mellékvölgyében két helyről vizsgált radiolariafauna közül az egyik kora-bajoci–bathnak bizonyult, míg a másik korára DOSZTÁLY (1994) aalenii kort határozott meg (a Varbóc Va–2) fúrás alsó részével párhuzamosította, ami azonban Oszvárt Péter új meghatározása alapján bajoci). A Telekes-völgy 8. mellékvölgyének völgyi alapszelvényéből származó minták DOSZTÁLY (1994) és GRILL, KOZUR (1986) vizsgálatai alapján aalenii–bajoci korúak. A fauna — a kisebb értelmezéssel eltérések ellenére — biztosan jelzi a középső-jura kort, és nem igazolja, hogy a rétegcsoport a teljes középső-jurát kitöltötte volna.

Az egyes rétegcsoportok határai eddigi ismereteink szerint mindenhol tektonikus jellegűek (kivéve a Csipkés-hegy I. szelvényét, ahol a vörös–zöld és szürke márga [„vörös–zöld agyagmárga”] és a crinoideás mészkő [„szürke mészkő”] rétegcsoport [„tagozat”] határa GRILL 1988 szerint folyamatos), ezért a képződmények sorrendjének megítélése nem volt mindig egységes. GRILL et al. (1984) az említett rétegcsoportok sorrendjének éppen az ellenkezőjét tettezte fel — legalul a mangános agyagkő („fekete, agyagkő”), majd a crinoideás mészkő, végül a „vörös–zöld agyagmárga tagozat”. E feltételezés alapja valószínűleg a Telekes-patak 8. mellékvölgyének völgyi alapszelvénye volt, melyről később Dosztály radiolariavizsgálatai alapján kiderült, hogy átbuktatót helyzetű (DOSZTÁLY 1994). A Csipkés-hegy I. szelvényben az átbuktatót helyzet miatt szintén ez a sorrend látszik (GRILL 1988).

A ZLAMBACHI FORMÁCIÓ
ÉS A „VÖRÖS–ZÖLD AGYAGMÁRGÁ TAGOZAT”
ÖSSZEVONHATÓSÁGA

Az Északi-Mészkőalpokból leírt Zlambachi Formáció eredeti definíciója (TOLLMANN 1976) szerint a következő képződményekkel jellemezhető — a zlambachi fáciesben már a sevati felső részét egy márgás–mészköves rétegváltakozás jellemzi, amely a nori emelet határán át a rhaeti végéig megszakítás nélkül megmarad. A sevati része egy barna, szürkésbarna és szürkészöld márgából álló rétegcsoport, amely legalsó részén helyenként még vörös vagy fehér-szürke, gumós vagy sima rétegfelszínű, hallstatti típusú vékonyrétegzett mészkő-betelepüléseket tartalmaz. Felfelé ezek a mészkőrétegek a sötétszürke, barnásan málló, foltos márgákkal szemben háttérbe szorulnak. A rétegsor alján a fekvő Hallstatti Mészkő átülepített tömbjei is megjelennek.

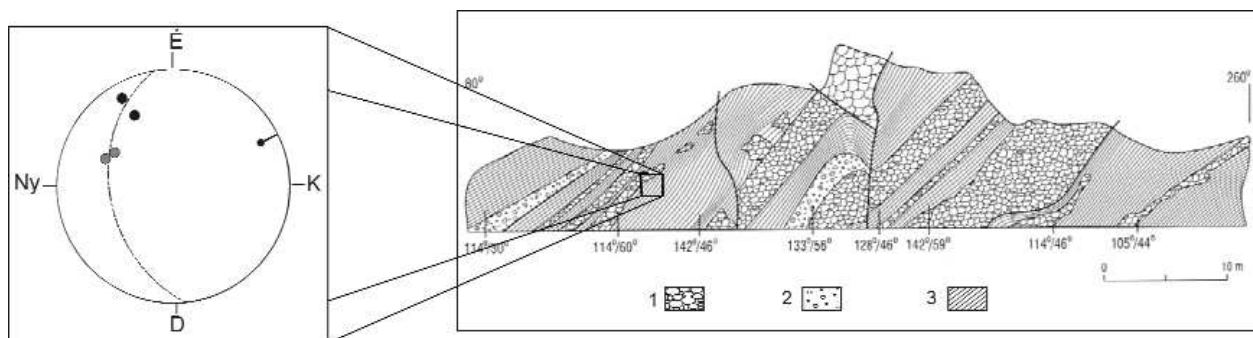
Litológiai bélyegeit és a feltételezhető korát tekintve, az Aggtelek–Rudabányai-hegységből leírt Zlambachi Formáció és a Telekesvölgyi Formáció „vörös–zöld agyagmárga tagozata” rétegcsoportja (leírását l. feljebb) megle-

hetősen hasonlóak. Talán ezzel magyarázható, hogy egyes rétegsorok formációba sorolása időben változott. Míg LESS (1987) csak a Haragistya melletti szelvényt sorolta a Zlambachi Formációba, addig SZENTPÉTERY, LESS (2006) már a Szalonna Sza–5 és Szendrő (térképező) Szet–4 egyes szakaszát is ide vette (l. később). Ugyanakkor a „vörös–zöld agyagmárga” előfordulásait önálló, (nem hivatalos) tagozatként a Telekesvölgyi Formációba sorolták. Ezzel szemben GRILL (1988) nem tesz említést a „vörös–zöld agyagmárga tagozatnak” a Zlambachi Formációval való részbeni vagy teljes azonosságáról. Megítélésünk szerint a korábban két formációba sorolt képződmények egységesen is kezelhetők, és a vörös–zöld és szürke márga rétegcsoportba sorolhatók, mivel a közettani összetételük igen hasonló, színük is jó-részt megegyező, bár a Telekesvölgyi-sorozatba sorolt rétegsorokban a vörös szín jóval gyakoribb, mint a Zlambachi Formációba soroltakban, ahol inkább a szürke és barna dominál. A teljes azonosítást a Telekesvölgyi Formációba sorolt márga pontos korának tisztázatlansága (is) akadályozza. A telekesvölgyi olisztolitokból előkerült legfiatalabb, késő-nori conodonták egyidősek a típusos Zlambachi Formáció legalsó szakaszával, és várhatóan alig idősebbek a befoglaló vörös–zöld és szürke agyagmárga rétegcsoport lerakódásának kezdeténél.

Telekesoldali Formáció

A *Telekesoldali Formáció* a korábbi felosztás szerint szintén három rétegcsoportra — GRILL (1988) munkájában „tagozatra” — bontható, amelyet ugyancsak a 3. ábrán bemutatott megnevezésekkel tárgyalunk. A legalsó, agyagpala és márga rétegcsoportot sötétszürke, helyenként kovás márga, márgapala és agyagpala (olisztolitokkal és alldapikus mészkövekkel) építi fel, és az üledékekkel közelítőleg egyidős, szubvulkáni riolitesteket tartalmaz (MÁTHÉ, SZAKMÁNY 1990, SZAKMÁNY et al. 1989). Kora a Szendrő (térképező) Szet–3 fúrás (52–70 m) radioláriái alapján bajoci (DOSZTÁLY 1994). GRILL (1988) szerint a formáció a teljes liász–malm időintervallumot átfogja, bár őslénytani bizonyíték csak a doggerre van (GRILL, KOZUR 1986). A rioliton végzett radiometrikus vizsgálatok eredményei — Rb/Sr 154 ± 38 millió év (KOVÁCS 1987, Kovács Á. levélbeli közlése alapján) és K/Ar 120 ± 6 millió év (BALOGH et al. 1984). Az első adat nagyon tág időintervallumot ad a magma benyomulására, míg az utóbbi a kréta metamorf esemény hatását tükrözi, vagyis a riolit pontos korát nem ismerjük.

A középső rétegcsoportot (homokkőves agyagpala rétegcsoport, 3. ábra, régi nevén „homokkő-olisztolitos agyagpala szint”) fekete agyagpalából és a régi értelmezés szerint homokkő-olisztolitokból épül fel. A legfelső olisztolitos agyagpala rétegcsoport (régii nevén „konglomerátum-olisztolitos szint”) változatos összetételű, általában mátrixmentes olisztosztrómaszinteket tartalmazó agyagpala alkotja (5. ábra), amelyben szürke, helyenként metamorf anisusi–nori mészkő-, agyagpala-, tűzkő-, riolit- és bazaltklaszt (2 db) fordul elő (GRILL 1988, KOVÁCS 1987).



5. ábra. A telekesoldali műútbevágásban látható Telekesoldali Formáció feltárása (KOVÁCS 1987)

A sztereogramon található adatok CSONTOS (1988) mérései. Szürke pontokkal a rétegdőlést (S_{0-1}), feketével a palásságot (S_2) ábrázoltuk. Mivel a rétegdőlések dőlése meredekebb, mint a palásságé, egy redő átbuktatott szárnyát látjuk. A szerkesztett redőtengely iránya KÉK-NyDNy-i. 1 – mátrix nélküli olisztosztróma, 2 – olisztosztróma mátrixszal, 3 – agyagpala

Figure 5. Type locality (KOVÁCS 1987) of the Telekesoldal Formation along the road from Szalonna to Perkupa

Structural data represented on stereogram are from CSONTOS (1988). Because the dip values (S_{0-1} , indicated by grey dots), are steeper than the foliation (S_2 , black dots), the measured F_2 fold is overturned. The direction of the measured fold axis is ENE-WSW. 1 – olistostrome (without matrix), 2 – olistostrome (with matrix), 3 – shale

A TELEKESOLDALI FORMÁCIÓ ÜLEDÉKFÖLDTANI ÉRTELMEZÉSE

A fúrások elemzése alapján megállapítottuk, hogy a korábban homokkőolisztolitiként leírt homokkőtestek legalább részben nem valódi olisztolitok. Lehetnek „intra-olisztolitok”, ez esetben feltételezzük, hogy az olisztolitiként jelenlévő homokkő egyidős a mátrixot alkotó fekete palával. Más esetekben a durvább szemcsés üledék homokkő- és aleurolit-rétegek formájában jelenik meg a finomabb szemcsés üledékben (agyagpalában vagy finom aleurolit-palában). (I. tábla, 1. fénykép) Ezek a homokkőrétegek gyakran eróziós felszínnel települnek az alattuk lévő agyagos rétegre, a homokkőrétegen belül gyakran normálgradáció és keresztlamináció figyelhető meg. Ezek turbiditokra jellemző bélyegek. Gravitációs tömegmozgásra utaló további szerkezetek, pl. üledékes redők (slump) is jelen vannak (I. tábla, 1. fénykép).

Az utólagos deformációs események hatására a kompetensebb homokkőrétegek helyenként szétszaggatott kőhurkákként (budinokként) jelennek meg az agyagpalában, és ez is okozhatja a homokkő korábbi, olisztolitiként való értelmezését. A homokkő több változatban (intraolisztolit, kőhurka, réteg) való megjelenése arra utal, hogy a homokkő egyidős az agyagpalával. A normál gradáltság, a párhuzamos és keresztlamináltság egy nem teljes Bouma-ciklus üledékeként is értelmezhető. Az önálló homokkő-intraolisztolitok az éppen lerakódó üledék újra feldolgozását jelzik, azaz a gravitációs tömegmozgás eróziós voltát mutatják. Az aljzat, illetve az üledékek instabilitását az üledékrogyásos redők jelzik.

Tehát mind a „homokkő-olisztolitos palák”, mind a legfelső, „konglomerátum-olisztolitok” zagyár, illetve más, nagyobb kohéziójú gravitációs tömegmozgás (törmelékfolyás) során keletkeztek. A „konglomerátum-olisztolitok” olisztosztrómaként való értelmezése megegyezik KOVÁCS (1987) értelmezésével (részben tektonikusan széttagolt olisztosztrómák). Megfigyeléseink alapján tehát lehetséges van a sorozat litológiai és szedimentológiai

bélyegeinek újraértelmezésére és egy egységes, felfelé durvuló gravitációs tömegmozgásos eredetű összletként való kezelésére.

Polimikt „konglomerátum”, „breccsa” és olisztosztróma

A vizsgált területen jelen van még egy eddig ismeretlen vagy más formációkhoz sorolt, feltételezhetően jura képződmény, melynek rétegtani helyzete egyelőre kérdéses. A képződmény a Csipkés-hegy (2. ábra) délkeleti lejtőjén jelenik meg. A „konglomerátum” vagy „breccsa” szemcsevázú. A klasztok mérete általában 2–3 cm, de a legkisebbek is eléri a 2–3 mm-es nagyságot. A szemcsék gyakran kerekítettek. Anyaguk a bódvai típusú triász rétegsor számos elemét tartalmazza — világosszürke, platform eredetű Steinalmi Mészke, rózsaszínes-szürke, mikrites mészkő (Dunnatetői Formáció); rózsaszínű, „filamentumos”, radiariás mészkő valamint vékonyhéjú kagyló kokvina (Bódvalenkei Formáció), sötétszürke, radiariás mikrit mikrofaciesű mészkő (Bódvárakői Formáció), valamint vörös tűzkő (Bódvalenkei Mészke Formáció vagy Szárhegyi Radiolarit Formáció). A felsoroltakon kívül gyakran tartalmaz zöld, szürkészöld színű agyagkődarabokat is, amelyeket talán a Telekesvölgyi Formáció vörös-zöld és szürke márga rétegcsoportjának valamely kőzetével (I. tábla, 2. fénykép) azonosíthatunk.

A képződmény a klasztok anyagát tekintve nagy hasonlóságot mutat a hidvégardói temetődombon feltárt olisztosztrómával. Ennek első része zöldesszürke agyagos mészkő által cementált, összetett olisztosztróma, felső részében pedig hasonló mátrixban egyszerű olisztolitok találhatók. A klasztok anyaga világosszürke mészkő, vörös tűzköves mészkő és vörös radiolarit, koruk conodonták alapján késő-anisusi–középső-nori (LESS 1998, SZENTPÉTERY, LESS 2006). A hidvégardói képződmény kora tehát középső-nori, vagy annál fiatalabb, és ezt tartjuk lehetségesnek a csipkés-tetői előfordulásra is.

Az egyes jura olisztosztrómák összehasonlítása, képződési viszonyaik értelmezése

Az említett olisztolitokat tartalmazó képződményekben (Telekesvölgyi Formáció, vörös-zöld és szürke márga, Telekesoldali Formáció, csipkés-hegyi és hidvérgardói „olisztosztróma”) közös jelleg, hogy gravitációs üledékfolyással létrejött polimikt olisztosztrómák, jelentős különbségekkel a klasztok anyagában. A Telekesvölgyi Formáció alsó rétegcsoportjában előforduló olisztolitok az eddigi vizsgálatok alapján karni-késő-nori Bódvai-sorozatba tartozó elemeket tartalmaznak (BALOGH, KOVÁCS 1977). A hidvérgardói „olisztosztróma” és a csipkés-hegyi „konglomerátum” anyaga a Bódvai-sorozat középső-felső-triászából származik (vörös — gyakran tűzköves — mészkövek, vörös tűzkövek, világoszürke platform eredetű klasztok). A Telekesoldali Formációban azonban csak szürke színű, medence fáciesű klasztok, agyagpalaklaszt, bazalt (1-1 db), jáspis és riolitok jelennek meg. (GRILL 1988). Az eddigiekkel ellentétben a mátrix nemcsak márga vagy mészmárga, hanem világoszöld vulkáni tufa is lehet (pl. a Telekes-oldal alapszelvénye, KOVÁCS 1991).

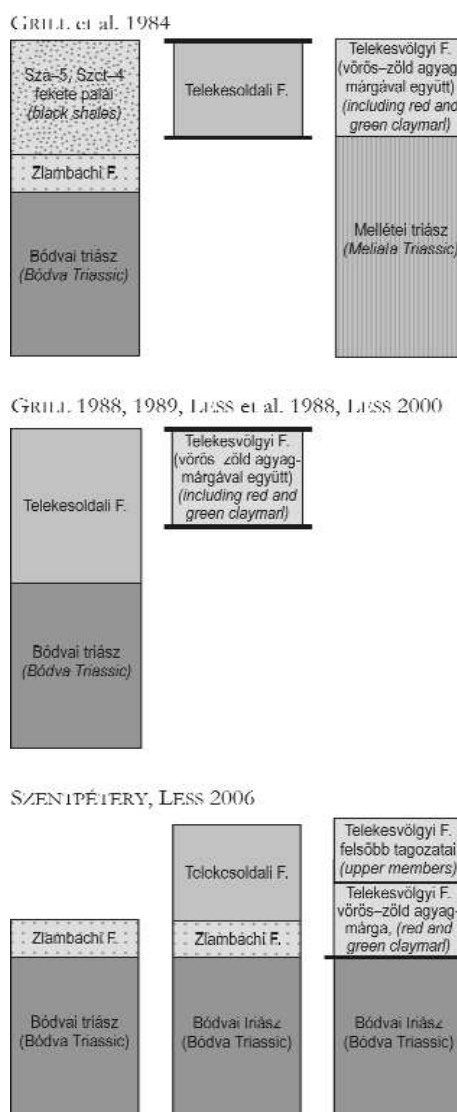
A Telekesoldali Formáció esetében leírt gravitációs tömegmozgásra utaló szerkezetekhez, valamint üledékekhez nagyon hasonló képződmények a Bükk DNy-i részén és a Darnó-hegyen felszínen, valamint a Recsk (mélysínt) Rm-109, -131, -136 fúrásokban is jelen vannak (DOSZTÁLY et al. 2002, KOVÁCS et al. 2005, HAAS et al. 2006). A Mónosbéli-sorozat részeként itt is megjelenik egy sötétszürke és fekete, agyagos-aleurolitos kőzetegyüttes, amely homokkő-betelepüléseket, mészkőolisztolitokat, valamint olisztosztrómaszinteket tartalmaz (BALLA 1983). A bükki és a telekesoldali olisztolitok közös elemei a medence fáciesű, szürke színű mészkő klasztok, valamint a riolitok (odvas-bükki feltárás, Bükkzsérc Bzs-11 fúrás; CSONTOS 1988, PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000). A két sorozat közötti fő különbség, hogy a Mónosbéli-sorozat platform eredetű klasztokat is tartalmaz (HAAS et al. 2006), míg a Telekesoldali Formációban csak lejtő és medence eredetű mészkő olisztolitok fordulnak elő (GRILL 1988, saját megfigyeléseink). Míg a bükki példa esetében a karbonátanyag forrása részben a selfterület (karbonátplatform), részben a lejtő, részben pedig a medence volt (HAAS et al. 2006), addig a Rudabányai-hegységben csak lejtő és medence eredetű klasztokat találunk. A Mónosbéli-sorozat esetében lejtőlábnál és pelágikus medencében történt felhalmozódást feltételeznek (HAAS et al. 2006). Bár az olisztolitok származási területe (részben) más jellegű volt, az üledékek felhalmozódása feltételezésünk szerint hasonló módon, lejtőlábi, medencei környezetben gravitációs tömegmozgások segítségével történhetett.

A felső-triász-jura képződmények rétegtani-szerkezeti kapcsolatai

A jura képződmények szerkezeti hovatartozásának megítélésakor a legtöbbet vizsgált kérdés a triász aljzathoz viszonyított helyzet volt. A legelfogadottabb nézet szerint a Telekesoldali Formáció a bódvai típusú triászból folyama-

tosan fejlődik ki (Szalonna Sza-5), vagy pedig eróziós diszkordanciával (Szendrő [térképező] Szet-4) települ rá (6. ábra, b). A Telekesvölgyi Formáció esetében pedig vagy nem is volt triász aljzat, vagy nem volt ismert (GRILL 1988, 1989, LESS et al. 1988, LESS 1998, 2000).

Az előbb vázolt általánosan elfogadott nézetnek vannak egyéb változatai is. GRILL et al. (1984) a bódvai mezozoos rétegsor részének tekintették a zlambachi rétegeket, valamint a Szendrő (térképező) Szet-4 és Szalonna Sza-5 fúrásokban fölötté települő fekete palákat (6. ábra a, 1. oszlop). A Rudabányai-hegységben további két, egymástól eltérő, tektonikus helyzetű jura összletet írtak le, a fekete telekesoldali és a tarka telekes-völgyit. Tehát a Szendrő Szet-4



6. ábra. A legfelső triász-jura sorozatok és triász aljzatuk közötti viszony irodalmi adatok alapján

A vékony vonalak folyamatos átmenetet vagy eróziós diszkordanciát jeleznek, míg a vastag vonal szerkezeti határt jelöl. Magyarázat a szövegben

Figure 6. The relationship of the uppermost Triassic-Jurassic sequences and deeper Triassic series according to the previous investigations

Thin lines indicate continuous or sedimentary contacts (including unconformity), whereas the thick ones indicate tectonic boundaries

fekete paláját ők nem tartották a Telekesoldali Formáció részének. A telekes-völgyi összlet megítélésük szerint a melléti kifejlődésű triász fedője lehetett (6. ábra a, 3. oszlop), míg a telekes-oldali triász aljzatát ismeretlennek gondolták (6. ábra b, 2. oszlop).

ÁRKAI és KOVÁCS (1986) az Aggtelek–Rudabányai-hegység mezozoos mintáinak illit „kristályossági fokát” (IC), conodonta színindexét (CAI), valamint vitrinit-reflexióját vizsgálták. A minták között a jurába sorolt Telekes-völgyi és Telekesoldali Formációból származóak is voltak. A két jura egység hovatartozását bővebben nem indokolták, de mindkettőt az általuk „Bódvai-takaronak” nevezett egység részének tekintették.

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtanát összefoglaló térképmagyarázó kötetben (SZENTPÉTERY, LESS 2006) a Telekesvölgyi és a Telekesoldali Formációk települési–szerkezeti helyzetének leírása szintén ellentmondásos. A Szendrő (térképező) Szet–4 világosbarna majd szürke és a Szalonna Sza–5 fúrások vörös–zöld és szürke márgáját ők is külön kezelik, és a Zlambachi Formációval azonosítják, amely folyamatosan fejlődik ki a fekü Bódvai-sorozat triász rétegeiből (6. ábra c, 1. oszlop). A Telekesvölgyi Formáció „vörös–zöld agyagmárga tagozatát” rétegeit feltételeken a Bódvai-sorozathoz sorolják (6. ábra c, 3. oszlop), bár a feküvel való kapcsolatát mindenhol tektonikusnak vélik (pl. a Telekes-patak mellékvölgyei, Csipkés-hegy; SZENTPÉTERY, LESS 2006). Mivel véleményük szerint a Telekesvölgyi Formáció vörös–zöld agyagmárgájából folyamatosan fejlődik ki a rétegsor többi része, így azt állítják, hogy bár a határ mindenhol valamilyen mértékben tektonizált, a Telekesvölgyi Formáció a Bódvai triász sorozat fedője. Az így kialakított elképzeléssel azonban ellentétben van, hogy a Telekesoldali

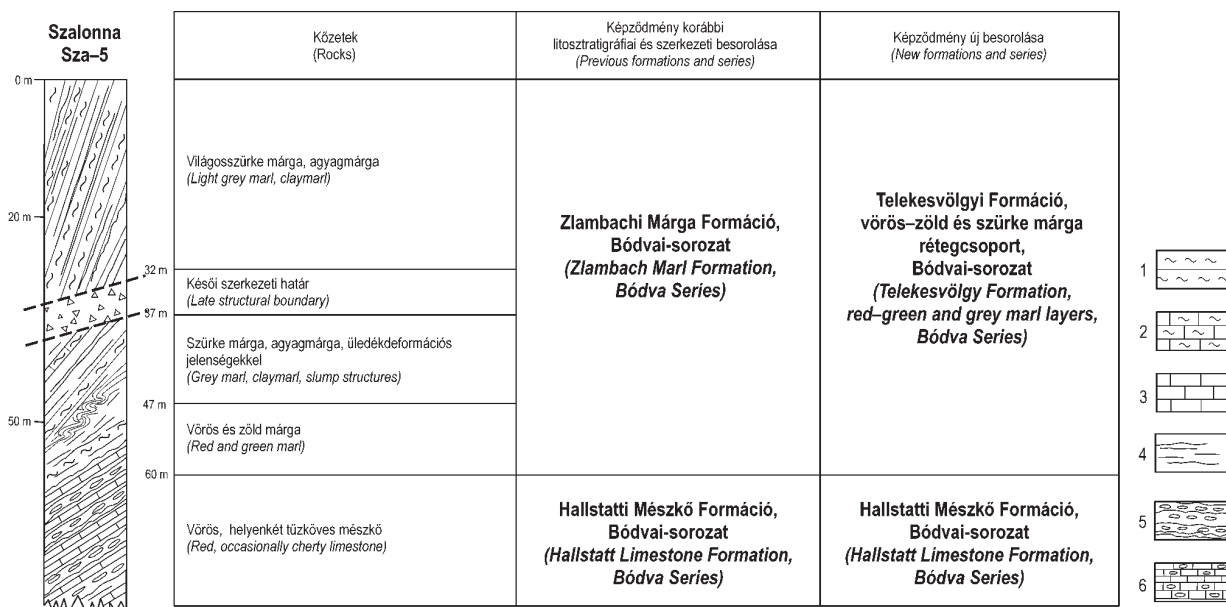
Formációt is a Bódvai-sorozat jurájának vélik („A bódvai sorozat juráját képező... Telekesoldali Formáció...”, SZENTPÉTERY, LESS 2006), azaz a triász Bódvai-sorozatnak kétféle jura fedője is lenne.

A fenti ellentmondások kiküszöbölésére munkánk során részben a már említett (Szalonna Sza–5, Szendrő [térképező] Szet–4), részben egyéb, szerkezeti szempontból érdekesnek tűnő fúrásokat vizsgáltunk újra.

A triász képződmények (Bódvai-sorozat) érintkezése a Telekesvölgyi Formációval

Értelmezésünk szerint a Bódvai-sorozat késő-triász és a Telekesvölgyi Formáció vörös–zöld és szürke márgájának kapcsolata a következő fúrásokban vizsgálható: Rudabánya Rb–658, Szendrő (térképező) Szet–4, Perkupa P–74, Szalonna Sza–5. Mindegyik fúrásban közös, hogy egy bódvai típusú középső–felső-triász rétegsort (Steinalmi Mészkö, ± Dunnatetői Mészkö, ± Bódvárakói Formáció, Bódvalenkei Mészkö, Hallstatti Mészkö) vörös, zöld, illetve szürke márga követi. Ez utóbbi márga rétegtani besorolása nem egységes (l. fentebb). A rétegsor a Perkupa P–74 fúrásban átbuktatott helyzetű.

A Hallstatti Mészkö, valamint a vörös–zöld és szürke márga határára vonatkozóan a következő megfigyeléseket tettük. A **Szalonna Sza–5** fúrásban (7. ábra) 53 m-től kezdődően, a fekü Hallstatti Mészköből folyamatosan fejlődik ki egy vörös és zöld színű márga, mészmárga, agyagmárga, valamint világosbarna mészkő váltakozásából felépülő rétegsor (Telekesvölgyi Formáció vörös–zöld és szürke márga rétegcsoport), amely fokozatosan szürke színűvé változik. A két képződmény (Hallstatti Mészkö és Telekesvölgyi Formáció) határa egy éles, a rétegdőléssel mege-



7. ábra. A Szalonna Sza–5 fúrás képződményeinek litológiai jellegei, régebbi és új értelmezése

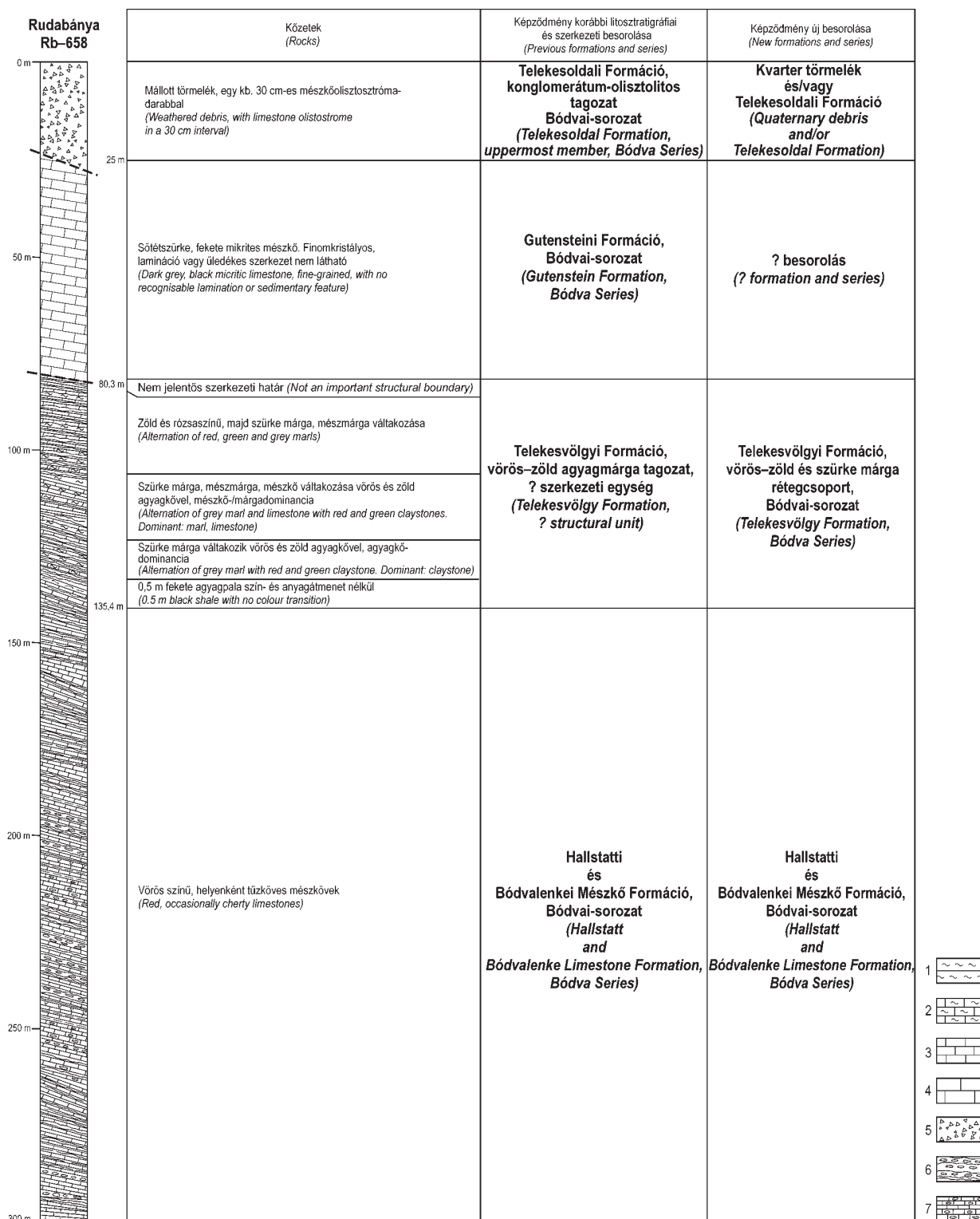
1 – márga, 2 – mészmárga, 3 – vékonyrétegzett mészkő, 4 – agyagpala, 5 – gumós mészkő, 6 – tüzköves mészkő

Figure 7. Lithologic and stratigraphic features of the Szalonna Sza–5 borehole with old and new interpretations

1 – marl, 2 – marly limestone, 3 – thin bedded limestone, 4 – shale, 5 – nodular limestone, 6 – cherty limestone. The transition from the Triassic Bódva Series to the Jurassic sequence is of sedimentary origin, the fault structure within the Telekesvölgy Formation has minor importance

gyező irányú és dőlésszögű sík, amely egy egyben kiemelt magzszakaszban jól megfigyelhető volt. Ez lehet üledékes diszkordanciafelület (éles közettani váltás), de jelentősebb szerkezeti határ nem valószínű.

A Rudabánya Rb-658 esetében a fúrás alsó 135,4 m-e egy, a Bódvai-sorozatba tartozó triász rétegsor legfelső szakaszát képviseli, amelyet vörös, helyenként tűzköves felső-triász Bódvalenkei, majd Hallstatti Mészkö épít fel (8. ábra).



8. ábra. A Rudabánya Rb-658 fúrás képződményeinek litológiai jellege, régebbi és új értelmezése

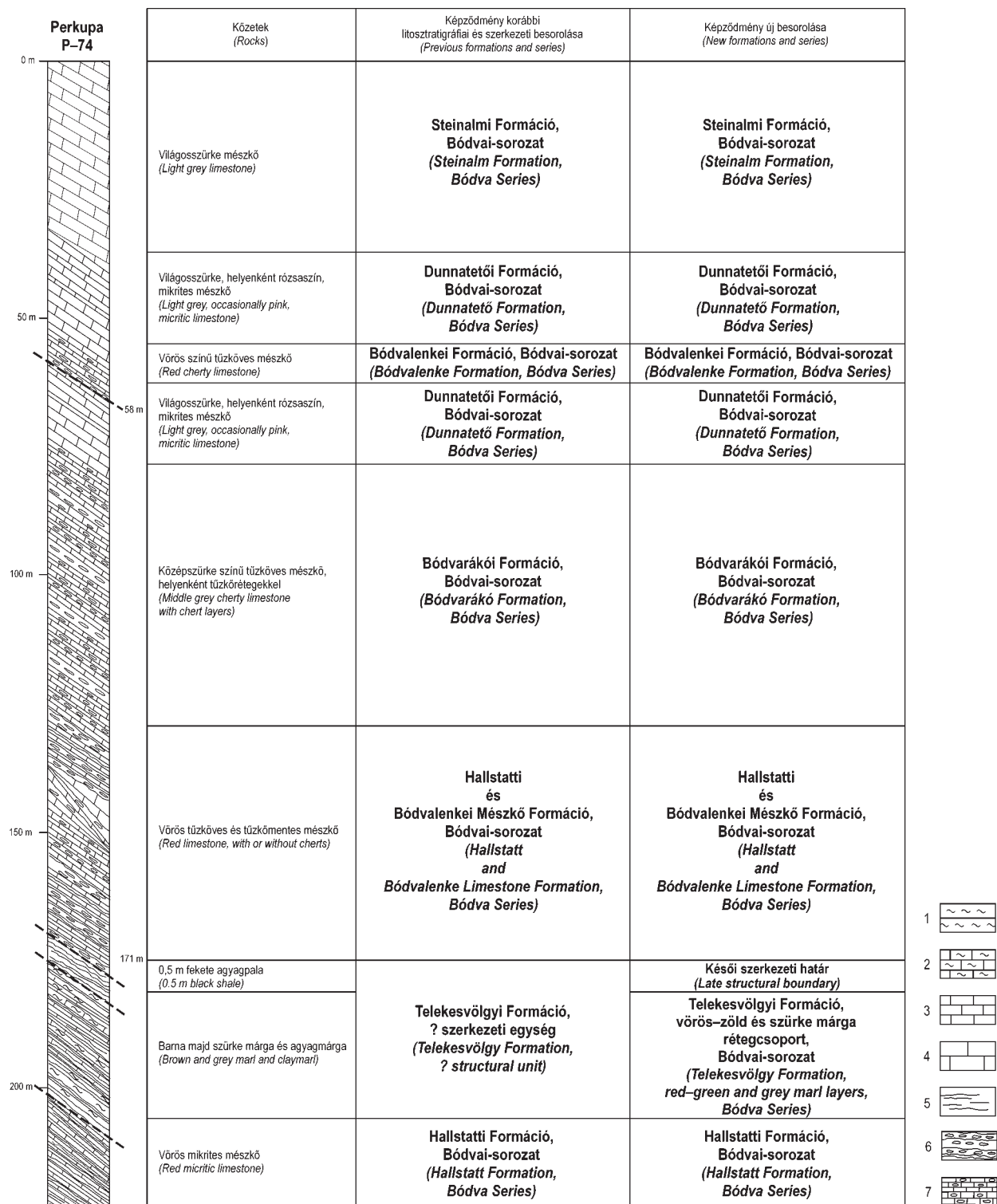
1 – márga, 2 – mészmárga, 3 – vékonyrétegzett mészkő, 4 – vastagpados mészkő, 5 – kvarter törmelék, 6 – gumós mészkő, 7 – tűzköves mészkő

Figure 8. Lithologic and stratigraphic features of the Rudabánya Rb-658 borehole with old and new interpretations

1 – marl, 2 – marly limestone, 3 – thin bedded limestone, 4 – thick bedded limestone, 5 – Quaternary debris, 6 – nodular limestone, 7 – cherty limestone

135,4 m és 80,3 m között vörös, zöld és szürke agyagkő, agyagmárga, márga, mészmárga és mészkő váltakozásából felépülő rétegsor jelenik meg. Az egyes kőzettípusok aránya folyamatosan változik. Az üledék végig jól rétegzett, lami-

nites, nem bioturbált. Az előző két képződmény határán 40 cm vastagságú fekete lemezes agyagpala található, amely sem a feké, sem a fedő felé nem mutat fokozatos szín- vagy kőzettani átmenetet.



9. ábra. A Perkupa P-74 fúrás litológiája, régebbi és új értelmezése. A fúrás felső szakasza átbuktatott helyzetű
1 — márga, 2 — mészmárga, 3 — vékonyrétegzett mészkő, 4 — vastagpados mészkő, 5 — agyagpala, 6 — tüzkőréteg tüzköves mészkőben, 7 — tüzköves mészkő

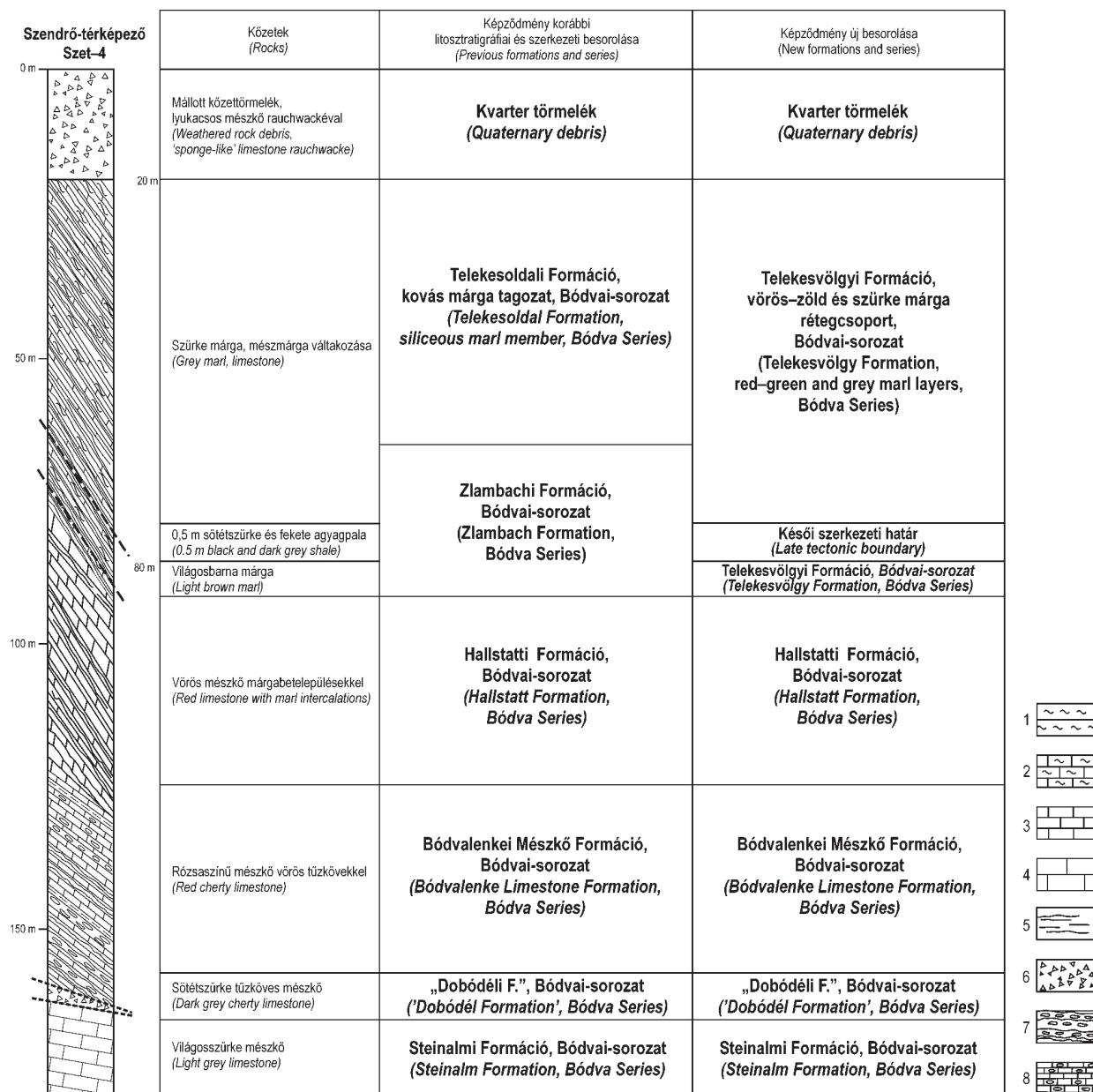
Figure 9. Lithologic and stratigraphic features of the Perkupa P-74 borehole with old and new interpretations

Note overturned sequence at the upper part of the borehole. 1 — marl, 2 — marly limestone, 3 — thin bedded limestone, 4 — thick bedded limestone, 5 — shale, 6 — chert layer in cherty limestone, 7 — cherty limestone

A **Perkupa P-74**-es fúrás esetében (9. ábra) ugyanilyen helyzetben szintén megjelenik a Hallstatti Mészke és az azt követő márga határán egy ezzel azonos megjelenésű, lemezes fekete agyagpala.

A Szendrő (térképező) **Szet-4** (10. ábra) esetében is hasonló a helyzet, itt a fúrás alsó 100 m-ét a Bódvai-sorozatba tartozó anisusi-nori karbonátos rétegsor építi fel: Steinalmi Mészke, néhány m vastag Bódvárakói Mészke, folyamatos átmenettel a Bódvalenkei Mészke felé, majd

Hallstatti Mészke. A fedő felőli határon a Hallstatti Mészke folyamatosan világosbarna márgába megy át, amely beszűrdik a mészke repedéseibe is. A márga rövid, 30 cm-es világosbarna szakasz után hirtelen tektonikusan felőrölt fekete agyagmárgává válik, majd kb. 50 cm után felfelé közepszürke márgába megy át. Ez a közepszürke, helyenként kovás márgát, mész márgát, tartalmazó rétegsor 20 m-es mélységig tart. A márgában gyakoriak a lapított agyag intraklasztok. Helyenként flázeres-agyagos mészke-bete-



10. ábra. A Szendrő (térképező) Szet-4 fúrás litológiája, régebbi és új értelmezése. Az átmenet a Hallstatti Formáció és a Telekesvölgyi Formáció (mindkettő a Bódvai-sorozathoz tartozik) között folyamatosnak gondolt, bár az átmeneti szakasz alsó része némileg tektonizált

1 — márga, 2 — mész márga, 3 — vékonyrétegzett mészke, 4 — vastagpados mészke, 5 — agyagpala, 6 — kvarter törmelék, 7 — tűzkőréteg tűzköves mészében, 8 — tűzköves mészke

Figure 10. Lithologic and stratigraphic features of the Szendrő Szet-4 borehole with old and new interpretation

Continuous transition from the Hallstatt Formation to the Telekesvölgy Formation (both belonging to the Bódva Series) is considered, which is moderately tectonised at its lower part. 1 — marl, 2 — marly limestone, 3 — thin bedded limestone, 4 — thick bedded limestone, 5 — shale, 6 — Quaternary debris, 7 — chert layer in cherty limestone, 8 — cherty limestone

lepülések is megjelennek. A rétegdőlés 45 és 60° között változik. A fúrásban lefelé haladva a képződményen belül egyre több a karbonátos rész, mészkő és márga ciklikus váltakozása figyelhető meg.

A korábbi értelmezés (GRILL 1988, GRILL 1989, LESS et al 1988, LESS 1998, 2000) alapján a Szendrő (térképező) Szt-4 fúrás volt az egyik kulcsfontosságú bizonyítéka annak, hogy a Bódvai-sorozat triásza és a Telekesoldali Formáció kontaktusa üledékes jellegű, és a két képződmény egymás eredeti rétegtani folytatása. Eszerint a Hallstatti Mészkőből nem a Telekesvölgyi, hanem a Zlambachi Formáció, valamint a Telekesoldali Formáció legalsó része fejlődött ki. A két formáció hasonló litológiai jellegű részeinek elkülönítésére eddigi megfigyeléseink alapján a legjobb módszer a képlékeny deformációs elemek megjelenése vagy hiánya (l. képlékeny deformációs jelenségek c. fejezet). Mivel az ezen fúrásban megjelenő szürke márga nem szenvedett jelentősebb képlékeny deformációt, a Telekesvölgyi Formáció részének tekintjük még akkor is, ha a karakterisztikus vörös–zöld színváltozat itt nem jelenik meg. Véleményünk szerint a Hallstatti Mészkő és a repedéseibe beszűrődő, tehát vele üledékes kontaktusban lévő, pár 10 cm vastagságú világosbarna márga valóban bizonyítja a rétegtani érintkezést. A régebben a Zlambachi Formációba is sorolt márga véleményünk szerint megfelel a Telekesvölgyi Formáció alsó, vörös–zöld és szürke márga rétegcsoportjának. A világosbarna márga feletti fél méteres vastagságú fekete lemezes agyag tektonikus határt jelez, amint azt a fúrás eredeti leírója, Less Gy. jelezte is. Mivel felette újra a fekete világosbarna márgával azonos litológiai jellegű és színű képződmény következik, úgy véljük, hogy a kontaktus tektonikus jellegű, de a határ mentén nem történt jelentősebb, a rétegtani sorrendet módosító elmozdulás.

Mivel a Hallstatti Mészkő és a Telekesvölgyi vörös–zöld és szürke márga határa a Szalonna Sza-5 fúrásban valószínűleg nem szerkezeti, hanem üledékes, feltételezzük, hogy a más fúrásokban hasonló helyzetben megjelenő 30–50 cm-es vastagságú tektonikus zóna sem jelentős szerkezeti elem, hanem egy szerkezeti egységen belüli tektonikus határ. Tehát a Telekesvölgyi Formáció vörös–zöld és szürke márga rétegcsoportját a bódvai típusú triász eredeti üledékes fedőjének tekintjük. Ha a további két rétegcsoportjával (crinoideás mészkő, mangános agyagkő) való folyamatos átmenet bizonyítható, akkor az egész formációt — az eddigi állásponttal ellentétben (GRILL 1988, 1989; LESS et al. 1988, LESS 1998, 2000; SZENTPÉTERY, LESS 2006) — a Bódvai-sorozat részének tekintjük.

A triász képződmények (Bódvai-sorozat) érintkezése a Telekesoldali Formációval

Értelmezésünk szerint a Bódvai-sorozat triásza és a Telekesoldali Formáció egyes rétegcsoportjainak kapcsolata a Rudabánya Rb-661, Rudabánya Rb-658 fúrásokban vizsgálható.

A már említett **Rudabánya Rb-658** fúrásban (8. ábra) a bódvai triászból kifejlődő (vagy azzal késői szerkezeti határ

mentén érintkező) Telekesvölgyi Formáció folyamatosan világosszürke színűvé váló márgás rétegösszlete felett sötét-szürke, mikrites, fehér kalciterek tartalmazó mészkő jelenik meg. A mészkő makroszkóposan egyveretű, lamináció, rétegzés vagy egyéb üledékes szerkezet nem látható. Vékonycsiszolatban a legszembetűnőbb bélyeg a kétirányú sztilolitok megjelenése. Ez a két sztilolitos irány közel merőleges egymásra. Tehát a rétegzésen kívül egy tektonikus eredetű sztilolitosodás is megfigyelhető. Jellemző az irányított szövet. A kőzet mikrofáciése biomikrit, melyben néha elszórtan romboéderes alakú, utólag kalcittal helyettesített ásványszemcsék jelennek meg. Az eredeti ásványok kioldódtak, ezért meghatározásuk nem lehetséges. A kalcittal kitöltött üregek romboéder formája a szöveti irányítottságra merőlegesen lapított, eredetileg talán négyzet alakúak lehetnek. Biogén elegyrészek mindössze két csiszolatban feltételezhetők, ahol talán lapított ostracodahéjakat lehet felfedezni. Környezet- vagy korjelző fossziliák hiányában a képződmény rétegtani, illetve szerkezeti besorolása kérdéses. A fúrás eredeti leírói a képződményt a Bódvai-sorozat Gutensteini Formációjával azonosították. A fekvő felé való átmenet éles határ, azonban vetőbreccsa, vetőkarc vagy egyéb töréses deformációra utaló jelenség nem látható.

A sötétszürke mészkő a fúrásban felfelé haladva 25 m-ig tart, onnan mészkőtörmelék folytatódik tovább, fölötte a fúrás tetejéig mállott palatörmelék található. A felső részen egy 30 cm-es magszakaszban deformált, lapított szürke színű mészkőklasztokat tartalmazó olisztosztróma-darab jelenik meg, amely a Telekesoldali Formációból származik (GRILL 1988). A fúrás eredeti leírása szerint ez a szakasz a Telekesoldali Formációba tartozik. Bár a fúrásanyag mai állapota nem zárja ki azt, hogy a legfelső szakasz negyedidőszaki törmelék, a kőzetdarabok kétségtelenül a Telekesoldali Formációból származnak. A fúrás térképi helyzete szintén hozzájárul a két kérdéses képződmény — a Telekesoldali és a Telekesvölgyi Formáció — értelmezéséhez. A fúrástól északra csak a Telekesoldali Formáció palája jelenik meg a völgy mindkét oldalán (1. ábra), míg DNy-ra, a kérdéses mészkőtől délre, már a Telekesvölgyi Formáció van a felszínen (LESS et al. 1988). Ez egybecseng azzal a megállapításunkkal, hogy a Telekesoldali Formáció magasabb szerkezeti helyzetben van, mint a Bódvai-triász sorozatot. A két szerkezeti egység között megjelenő képződmény besorolása további vizsgálatok tárgya lehet.

A **Rudabánya Rb-661** fúrás (11. ábra) 0–151 m-ét közötti szakaszát sötétszürke, helyenként fekete agyagmárga, márga, mészmárga, alárendelten agyagpala építi fel. A kevésbé karbonátos részekben képlékeny deformációs jelenségek — kinkredők, valamint izoklinális redőkbe gyűrűt kalciterek jelennek meg. 151 és 170 m között mállott, szürkés-zöld breccsásodott riolit található. A képződményt véleményünkkel megegyezően a Telekesoldali Formáció részének tekintették (GRILL 1988, SZENTPÉTERY, LESS 2006). Ez alatt tektonikus breccsa jelenik meg, ami Telekesoldali Formációra emlékeztető fekete pala-, evaporit-, zöld anhidrit- és lyukacsos rauchwackeklasztokat tartal-

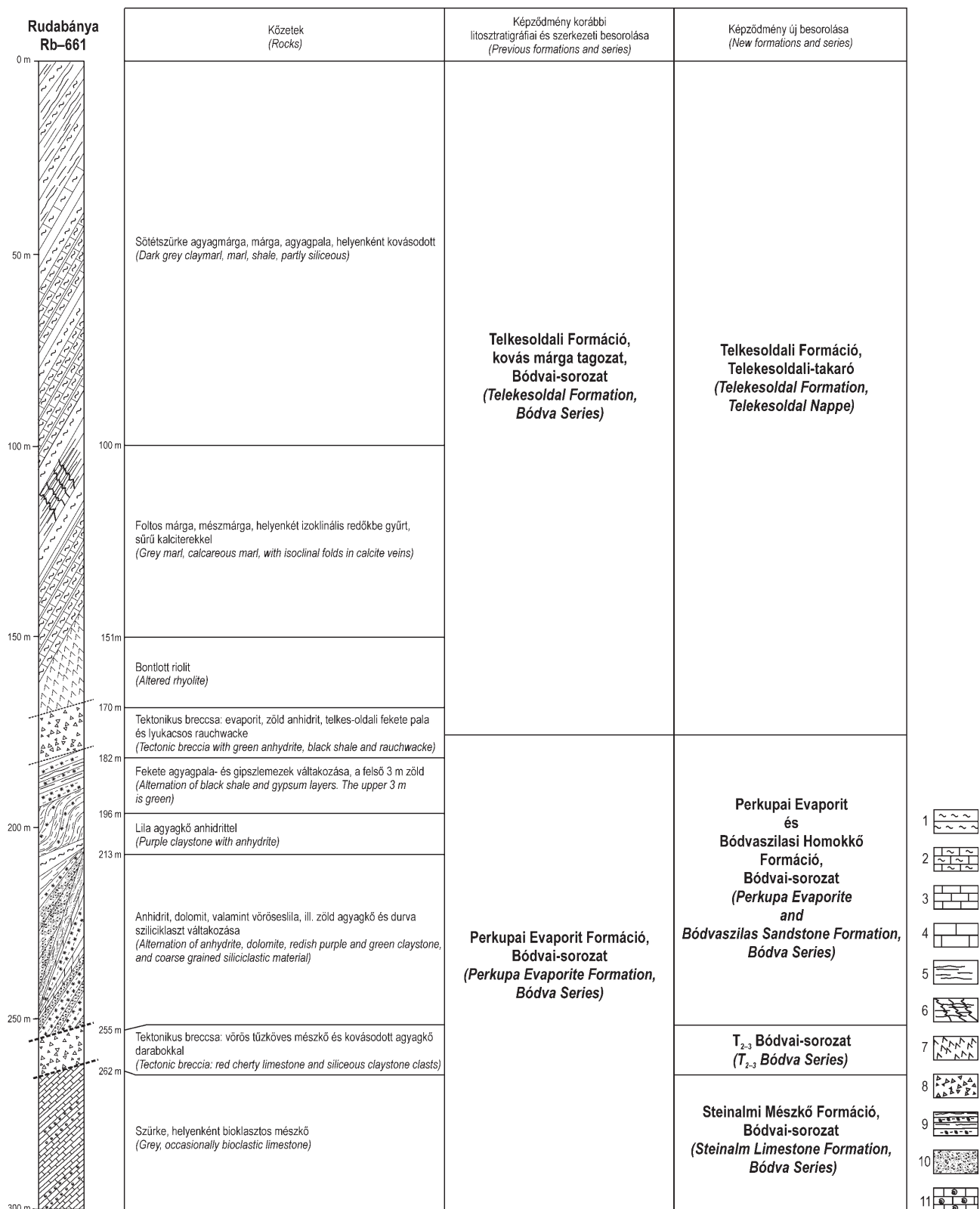
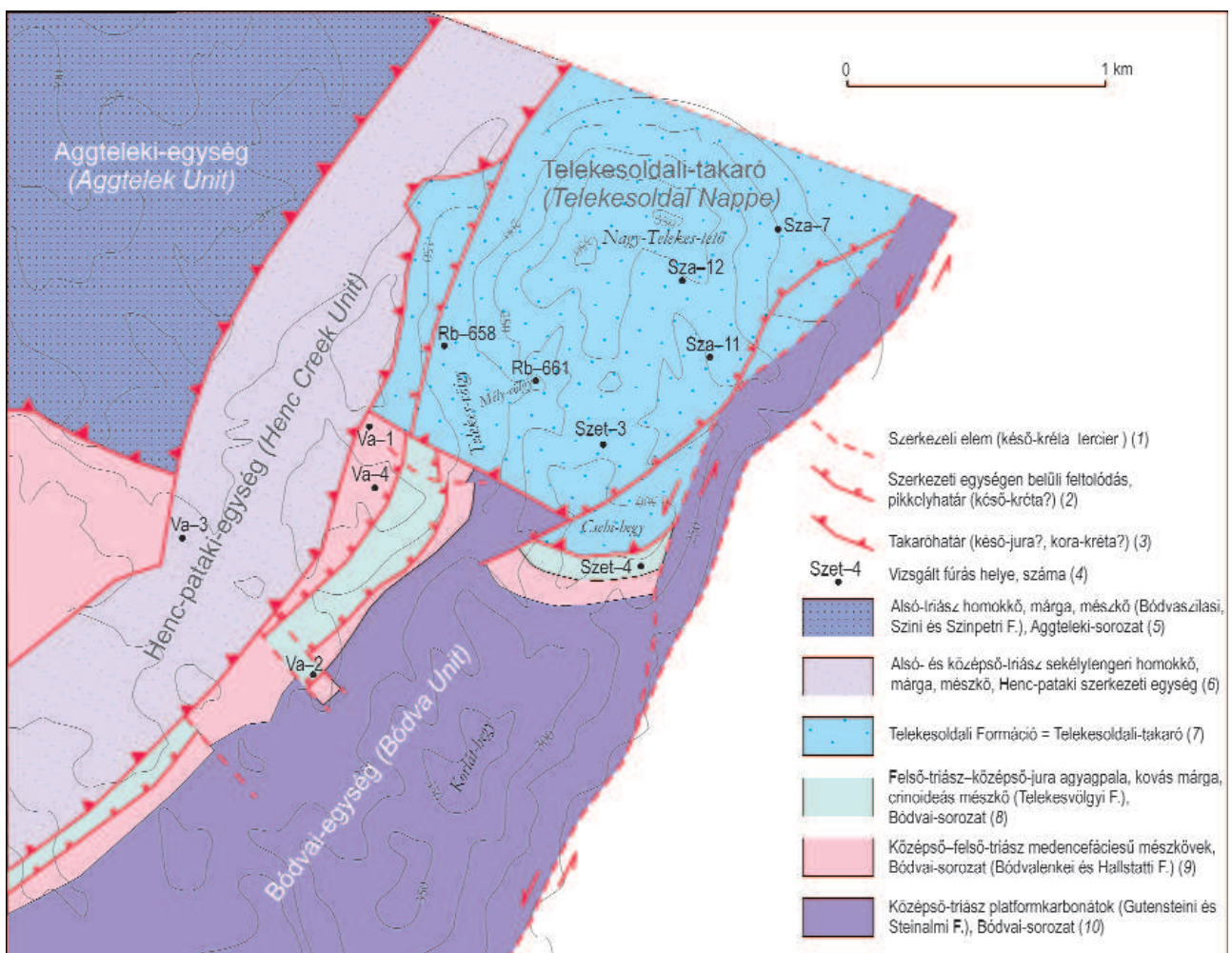


Figure 11. Lithologic and stratigraphic features of the Rudabánya Rb-661 borehole with old and new interpretation

Note tectonically reduced pelagic Bódva Triassic below the evaporite, underlain by (Bódva?) platform carbonate. 1 – marl, 2 – marly limestone, 3 – thin-bedded limestone, 4 – thick bedded limestone, 5 – shale, 6 – shale with folded calcite veins, 7 – rhyolite, 8 – tectonic breccia, 9 – evaporite, 10 – mixed siliciclastic breccia with grain size of pebble, granule and sand, 11 – bioclastic limestone

maz. A következő szerkezeti határig (255 m) tarka sziliciklasztos, dolomitos és evaporitos rétegsor található. Felső részén fekete agyagpala váltakozik gipszlemezekkel, majd lila agyagkő anhidrittel. A következő szakasz dolomit, anhidrit, valamint lila és zöld agyagkő váltakozásából épül fel. A rétegsor legalján durva sziliciklasztos és anhidrites rétegek váltják egymást. Ez a vegyes képződmény a Bódvaszilasi Homokkő Formáció alsó része (HIPS 2001), valamint a Perkupai Evaporit Formáció tektonikus melanza lehet. A 255 és 265 m között elhelyezkedő tektonikus breccsa vörös kovásodott agyagkő, valamint vörös tűzköves mészkő klasztjait is tartalmazza. Ezután a fúrás talpáig (300 m) világosszürke, helyenként durvaszemcsés bioklasztot tartalmazó mészkő következik. A fúrásleírások eddig nem tették említést

erről a fúrás alján megjelenő mészkőről, valamint a felette lévő tektonikus breccsáról és ezek jelentőségéről. A tektonikus breccsában jelenlévő vörös tűzköves mészkő és kovás agyagkő az ismert képződmények közül leginkább a Bódvai-sorozat középső–felső-triászába tartozó Bódvalenkei Formáció kőzeteivel azonosítható. A szerkezeti határ alatti világosszürke mészkő pedig nagy valószínűséggel a Bódvai-sorozat Steinalmi Mészköve. Ezeket figyelembe véve a fúrás szerkezeti felépítése a következő: legfelső helyzetben található a Telekesoldali Formáció, amely alatt az evaporitos összetétel egy pikkelye van, majd a Bódvai-sorozat középső–felső-triászának tektonikusan felőrölt maradványai következnek, és legalul a Bódvai-sorozat platform fáciesű Steinalmi Mészkőve helyezkedik el.



12. ábra. A Rudabányai-hegység középső részének új szerkezeti vázlata, KÖVÉR et al. (2006) nyomán módosítva, LESS et al. (1988) térképét alapul véve

A térképvázlat a főbb jura és kréta szerkezeteket világítja meg, a kisebb szerkezeti elemeket nem mutatja

Figure 12. New structural sketch of the central part of Rudabánya Hills, modified after KÖVÉR et al. (2006), based on the map of LESS et al. (1988) This sketch intends to show the major Jurassic–Cretaceous structural relationships and omits smaller structures. Note superposition of the Telekesoldal Nappe over the Triassic and Jurassic rocks of the Bódva Series. 1 – Cenozoic structures; 2 – second-order reverse fault, imbricate within structural units (Late Cretaceous?); 3 – nappe boundary (Late Jurassic – Early Cretaceous); 4 – studied boreholes; 5 – Lower Triassic sandstone, marl, limestone (Bódvaszilasi, Szini and Szinpetri Formations), Bódva Series; 6 – Lower–Middle Triassic sandstone, limestone (Henc Creek Tectonic Unit); 7 – Telekesoldal Formation (Telekesoldal Nappe); 8 – Upper Triassic – Lower Jurassic shale, silicified marl, crinoidal limestone (Telekesvölgyi F.), Bódva series; 9 – Middle to Upper Triassic basinal limestones (Bódvalenke and Hallstatt Formations), Bódva Series; 10 – Middle Triassic platform carbonates (Steinalm, Gutenstein formations), Bódva Series

A triász és jura képződmények szerkezeti helyzetének összegzése

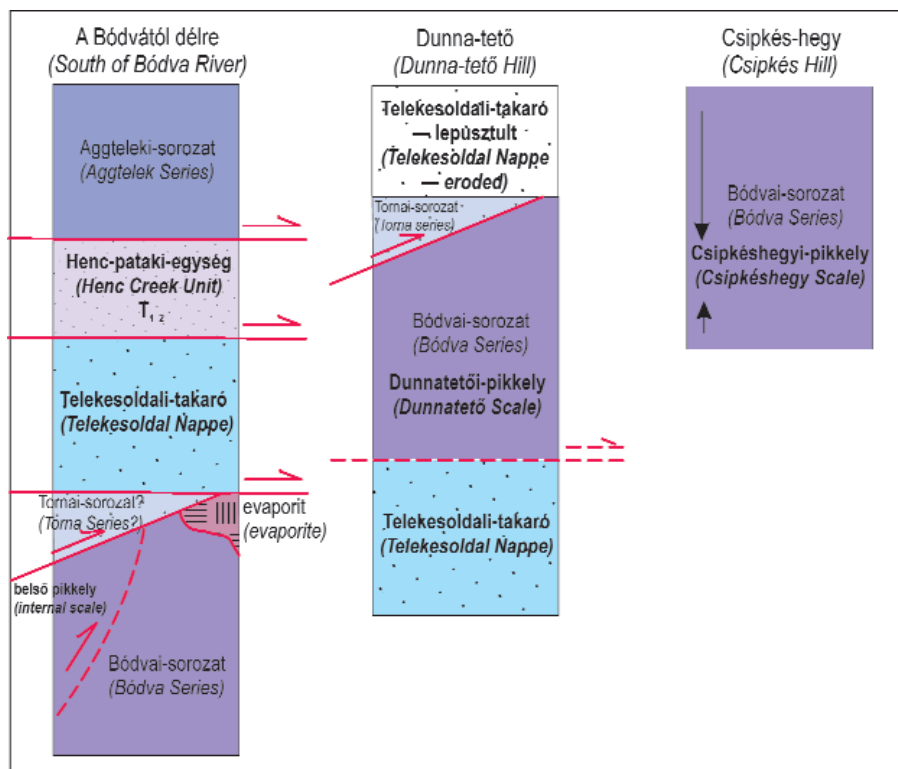
A két fúrásban tehát nagyon hasonló rétegsort tapasztalunk — legfelső helyzetben a Telekesoldali Formáció, alatta legalsó helyzetben a Bódvai-sorozat triász, illetve jura képződményei találhatók. Az eltérés az, hogy a Rudabánya Rb-661-ben a kettő között egy evaporitos összlet, míg a Rudabánya Rb-658-ban egy nehezen besorolható mészkő található.

A fentiek alapján a **Telekesoldali szerkezeti egység (-takaró)** definíciója a következőképpen adható meg: önálló szerkezeti egység, takaró, melyet kizárólag a Telekesoldali Formáció képződményei építenek fel (12. ábra). Alatta a Bódvai-sorozat képződményei, esetenként a Tornai-sorozat található (13. ábra). Határai tektonikusak és jórészt megegyeznek Less et al. (1988) térképén a Telekesoldali Formáció határaival. Eltérés adódik a Csehi-hegyen, a Szendrő (térképező) Szt-4-es fúrás környezetében, ahol Less et al. értelmezése szerint Telekesoldali Formáció található, melyet mi Telekesvölgyi-sorozatnak értelmezzünk. Hasonlóan, a Szalonna Sza-5-ös fúrás környezete szerintünk nem a Telekesoldali, hanem a Telekesvölgyi Formációba tartozik. A Telekesoldali-takaró határai az áttolódás után gyakran reaktiválódhattak, így nem feltétlenül tükrözik az eredeti szerkezeti geometriát. Felette egy alsó-középső-triász kő-

zetekből álló, eddigi munkákban nem részletezett szerkezeti besorolású egység, az általunk Henc-pataki-egységnek nevezett szerkezeti egység helyezkedik el. Az általunk idesorolt képződmények a következők: a Rudabánya Rb-658 fúrás 25–80 m közötti szakaszának sötétszürke mészkőve, a Henc-patak, valamint az attól keletre található elnyúlt hegy-orr között felszínen megjelenő sötétszürke mészkő és lila homokkő. A Henc-pataki-egységet ÉNy-ról a felette elhelyezkedő Aggteleki-egység, DK-ról az alatta elhelyezkedő Telekesoldali-takaró képződményei határolják.

A Rudabányai-hegység általunk vizsgált középső részén D-ről É felé haladva a következő szerkezeti helyzetekben fordulnak elő ezek az alegységek (13. ábra). A Bódvától délre a legalsó ismert szerkezeti helyzetben található egy, a Bódvai-sorozat alsó-triász–középső-jura képződményeiből álló alsó pikkely, mely fölött a Telekes-völgy 7. mellékvölgyének völgyfője közelében még egy, szintén Bódvai-sorozatot tartalmazó felső pikkely található. Ezen egységek felett a Telekesoldali-takaró helyezkedik el (talpán esetleg helyenként a Tornai-sorozattal). Erre a Henc-pataki-egység, majd az Aggteleki-takaró következik.

A feljebb vázolt szerkezeti sorrend a Bódva folyótól északra fiatalabb szerkezeti elemekkel egészül ki. Itt a legalsó felszínen megjelenő, valamint a Szalonna Sza-4 fúrás által harántolt képződmény a Telekesoldali Formáció, amely fölött ismét a Bódvai-sorozat triászja foglal helyet. Ezt



13. ábra. A vizsgált szerkezeti egységek mai helyzete a Rudabányai-hegység középső részének különböző rétegsoraiban (vö. 6. ábra)

Figure 13. Tectonic position of the studied sequences in the central part of Rudabánya Hills (compare with Figure 6)

Note younger imbrications, which disturb the original superposition of the metamorphosed Telekesoldal Nappe over the non-metamorphosed Bódva Series

az egységet Dunnatetői-pikkelynek nevezzük, ez a Dunnatetőn, illetve kelet felé Szalonnáig fordul elő. Ez a pikkely egy, a korábbi Bódvai-egység–Telekesoldali-takaró szerkezeti sorrendjét kialakító fázisnál fiatalabb rátolódással került felsőbb szerkezeti helyzetbe (KÖVÉR et al. 2005a, b). A Dunnatetői-pikkely felett kis kiterjedésben ismert a metamorf Tornai-sorozat egy takarófoszlánya, melyre feltételezésünk szerint a Telekesoldali-takaró következett, de lepusztult (KÖVÉR 2005, KÖVÉR et al. 2005b). A Csipkés-hegyen átbuktatott helyzetben jelenik meg a Bódvai-sorozat középső-triász-jura(?) rétegsora (Csipkés-hegyi-pikkely), amely a Perkupa P–74 fúrás alján ismét normális helyzetű lehet (1. és 13. ábra). Ennek viszonya a Dunnatetői-pikkelyhez, illetve a Telekesoldali-takaróhoz nem tisztázott.

Képlékeny deformációs jelenségek

A Telekesoldali és Telekesvölgyi Formációk hasonló litológiai jellegű kőzeteinek elkülönítésekor döntő jelentőséggel bír az esetleges makro-, illetve mikro-léptékű képlékeny deformációs bélyegek megjelenése, mivel ezek az események csak a Telekesoldali Formáció képződményeit érintették. A továbbiakban rövid jellemzést adunk a telekesoldali képződményeket ért képlékeny deformációs fázisokról.

A Telekesoldali Formáció minden üledékes képződményére általánosan igaz, hogy megjelenik benne legalább egy palássági irány, melynek behatolása, sűrűsége a litológiától és szerkezeti helyzettől függően változik. Ezt a szerkezeti formaelemet már a korábbi szerzők, így GRILL, KOZUR (1986), GRILL (1988, 1989) és SERESNÉ HARTAI (1980) is észlelték. A nagyobb karbonát tartalmú részekben (mészmárga) és főleg a kovás képződményekben a palásság gyengébben, esetenként makroszkóposan egyáltalán nem jelenik meg. Ezzel szemben, az agyagpalában sűrű, lemezes elválási felületekként jelenik meg. Az olisztosztróma szövetét erőteljes irányítottság jellemzi, melyet az egyes klasztok orientált elhelyezkedése okoz. A klasztok a fő palásságra merőlegesen lapítottak, határaik erőteljes nyomási oldódásos felszínek (I. tábla 4., 5. fénykép). A szemcsehatárok egyes metszetekben konkávok is lehetnek, melyet korábban mészszipa állapotban való átüledéssel („plastiklaszt”) magyaráztak (KOVÁCS 1987), de lehetséges, hogy a későbbi tektonikus deformáció (lapulás) hatására jött létre

D₁ deformációs fázis, S₀₋₁ palásság

Makroszkópos szerkezeti formaelemek

Az agyagpalában és az olisztosztrómában általánosan jelen van egy rétegzéssel párhuzamos palásság. A rétegzés és a palásság viszonya a gyakori anyagváltakozásoknál pl. homokkő–agyag figyelhető meg. A karbonátosabb és esetenként kovásabb részekben a palásság kevésbé fejlett, de gyakoriak a nyomási oldódásos felszínek, vagy a kőzetet átszelő kalciterek szétszaggatottsága, látszólagos elvetése a nyomási oldódás miatt. A palásság az olisztosztrómában a

klasztok erőteljes lapultságával és a palásság síkjában történő megnyúlásával jár (I. tábla, 4. és 5. fénykép)

Mikroszkópos szerkezeti formaelemek

Szabad szemmel szinte mindig jól látható a palásság a Telekesoldali Formáció képződményeiben. A palássági síkok általában jól fejlettek (II. tábla, 1. fénykép), gyakran nyomási oldódásos felszínek, melyek mentén az opak oldási maradék felhalmozódik (II. tábla, 3. fénykép). „Mikroolisztolitos” rétegek jelenléte esetén a klasztok egy része a palásság irányára merőlegesen lapult, a palásság síkjába rendeződött és megnyúlt. Másik részük merev, forgó klasztként viselkedett. Gyakoriak a nyírási jelző objektumok (II. tábla, 3. fénykép), amelyek irányított felszíni minta esetén igazi irányjelzésre alkalmasak, egyéb esetekben csak a deformáció mechanizmusáról árulkodnak. A nyírási jelző objektumok közül a leggyakoribbak a finomszemcsés, általában karbonát tartalmú mátrixban megjelenő nyírási szalagok (II. tábla, 3. fénykép), valamint a merev klasztokban létrejövő szin- és antitetikus repedések (II. tábla, 3. fénykép).

D₂ deformációs fázis, F₂ redőződés, S₂ tengelysík-palásság

Makroszkópos szerkezeti formaelemek

Az F₂ fázis redői feltárás méretben csak ritkán jelennek meg, általában a rétegdőlés és az azzal szöget bezáró S₂ palásság viszonya utal a jelenlétükre (5. ábra). Az S₂ palásság rosszul fejlett, és csak ritkán látható. Ekkor két, egymást metsző foliációrendszer jelenik meg az agyagpalában, melyek közül csak szerencsés esetben, pl. anyagváltakozás esetén dönthető el, hogy melyik az eredeti rétegdőlés+rétegpárhuzamos palásság, és melyik a D₂ fázishoz tartozó S₂ tengelysík-palásság. A rétegzéstől eltérő palásságot CSONTOS (1988) is észlelte és ennek alapján a Telekes-oldal alap-szelvényét (5. ábra) átbuktatott helyzetűnek tartotta.

Mikroszkópos szerkezeti formaelemek

Csiszolati léptékben a Telekesoldali Formációból származó több mintában is megjelenik egy különböző mértékű redőződés, amely az S₀₋₁ palássági síkot meggyűri. A Nagy-Telekes-tető déli lejtőjéről származó felszíni mintában szűk, majdnem izoklinális F₂ redők alakulnak ki (II. tábla, 2. és 4. fénykép). A redőszárnyakon a meggyűrt S₀₋₁ palássági síkok majdnem párhuzamosak egymással, valamint az S₂ új tengelysíkpalássággal. Néhány esetben az F₂ redők csiszolat léptékben nem láthatóak, de jelenlétükre következtetni lehet, mert két, egymást metsző palássági irány látható a metszetekben, pl. a Mély-völgyben (II. tábla, 5. fénykép).

D_{3a} deformációs fázis, F_{3a} redőződés

Makroszkópos szerkezeti formaelemek

A Telekesoldali Formáció képződményeinek S₀₋₁ foliációja gyakran újragyűrődött kis méretű kinkredők formájában. Ezek a kinkredők mind felszíni feltárásokban (pl.

Mély-völgy), mind fúrásokban (pl. Szalonna Sza–12) megjelennek. A redők cikcakk típusúak, a redőszárnyak általában egyenesek, az átfordulás gyors, a csukló nem kerekített, hanem hegyes (I. tábla, 3. fénykép).

Mikroszkópos szerkezeti formaelemek

A Telekesoldali Formáció néhány csiszolati mintájában is megfigyelhető egy, az S_{0-1} palásságot meghajlító kink-redőződés (II. tábla, 6. fénykép). A redők rosszul kerekítettek. A gyűrődéskor a kőzet már csak részben viselkedett képlékeny módon, a csuklózónában gyakori a kalcittal kitöltött tenziós hasadékok kialakulása, a szárnyakon pedig az S_{0-1} palássági lapok menti csúszás.

D_{3b} deformációs fázis, F_{3b} redőződés

Mikroszkópos szerkezeti formaelemek

Az S_{0-1} palásság egy csiszolatban újragyűrődik kis méretű, de kerekített redők formájában. A Szalonna Sza–12 fúrásból származó minta esetén (II. tábla, 1. fénykép) egy kezdődő krenulációs palásság látható. Az első palásság meggyűrődött, a redőződéshez tartozó S_2 palásság (függőleges a csiszolatban) kvázi merőleges az S_{0-1} -re. Megindul az anyagátrendeződés az új palásság irányában, az új tengelysík-palásság mentén az eredeti rétegek szétszakadoznak.

Illit kristályossági és képlékeny deformációs vizsgálatok eredményeinek összehasonlítása

Az illit-kristályossági fok előzetes vizsgálati eredményei összhangban vannak a szerkezeti megfigyelésekkel, mivel a Telekesoldali Formáció mintái jórészt magas hőmérsékletű anchizónás metamorf átalakultságot mutatnak (KÖVÉR et al. 2006). A metamorfózis során fennálló feltételezhető hőmérséklet lehetőséget teremthetett a képlékeny deformációs elemek kialakulásához is.

Az előzőleg leírt képlékeny deformációs fázisok hatásai csak a Telekesoldali Formáció képződményeit érintették, és nem érzékelhetők a Bódvai-sorozat triász, valamint a Telekesvölgyi Formáció felső-triász(?)–jura kőzetein. Az illit-kristályossági fok mérések előzetes eredményei alapján e kőzetek diagenetikus, legfeljebb alacsony anchizónás átalakultságot mutatnak.

Következtetések

Megfigyeléseink szerint a Telekesoldali Formáció legalább három fázisú képlékeny deformációs alakváltozást szenvedett, míg a Bódvai-sorozat triász, valamint a Telekesvölgyi Formáció az említett három deformációs fázisban nem vett részt, képlékeny deformációt (néhány

esetleges kivételtől eltekintve) nem mutat. A terepi megfigyeléseink, valamint a vizsgált fúrások alapján a Telekesoldali Formáció magasabb szerkezeti helyzetben található, mint a Bódvai-sorozat triász, vagy a Telekesvölgyi Formáció. Ezt a két információt figyelembe véve úgy véljük, hogy a Telekesoldali Formáció képződményei egy különálló szerkezeti egységet alkotnak (Telekesoldali-takaró), amely a képlékeny deformációkkal járó fázisok után került a Bódvai-sorozat triász, valamint a Telekesvölgyi Formáció fölé.

A Telekesvölgyi Formáció deformáltsága megegyezik a Bódvai-sorozat triászával. Fúrásban (Szalonna Sza–5, Szendrő [térképező] Szt–4, Perkupa P–74) a Bódvai-sorozathoz tartozó Hallstatti Mészke és az általunk a Telekesvölgyi Formáció részének tartott vörös–zöld és szürke márga átmenete megítélésünk szerint folyamatos, egyéb esetekben pedig késői szerkezeti, de nem takaróhatár. E két alapvető megfigyelésünk alapján a Telekesvölgyi Formációt a Bódvai szerkezeti egység részének tekintjük. Tehát álláspontunk szerint — az eddigi véleményekkel ellentétben (GRILL 1988, 1989; LESS et al. 1988, LESS 1998, 2000; SZENTPÉTERY, LESS 2006) — a Telekesoldali Formáció nem része a Bódvai szerkezeti egységnek, hanem egy a fölötte elhelyezkedő önálló takaró. A Telekesvölgyi Formáció pedig nem egy különálló szerkezeti egység, hanem a Bódvai-sorozat része. Ezen álláspontunkat az illit Kübler-index vizsgálatok előzetes eredményei is alátámasztják.

Köszönetnyilvánítás

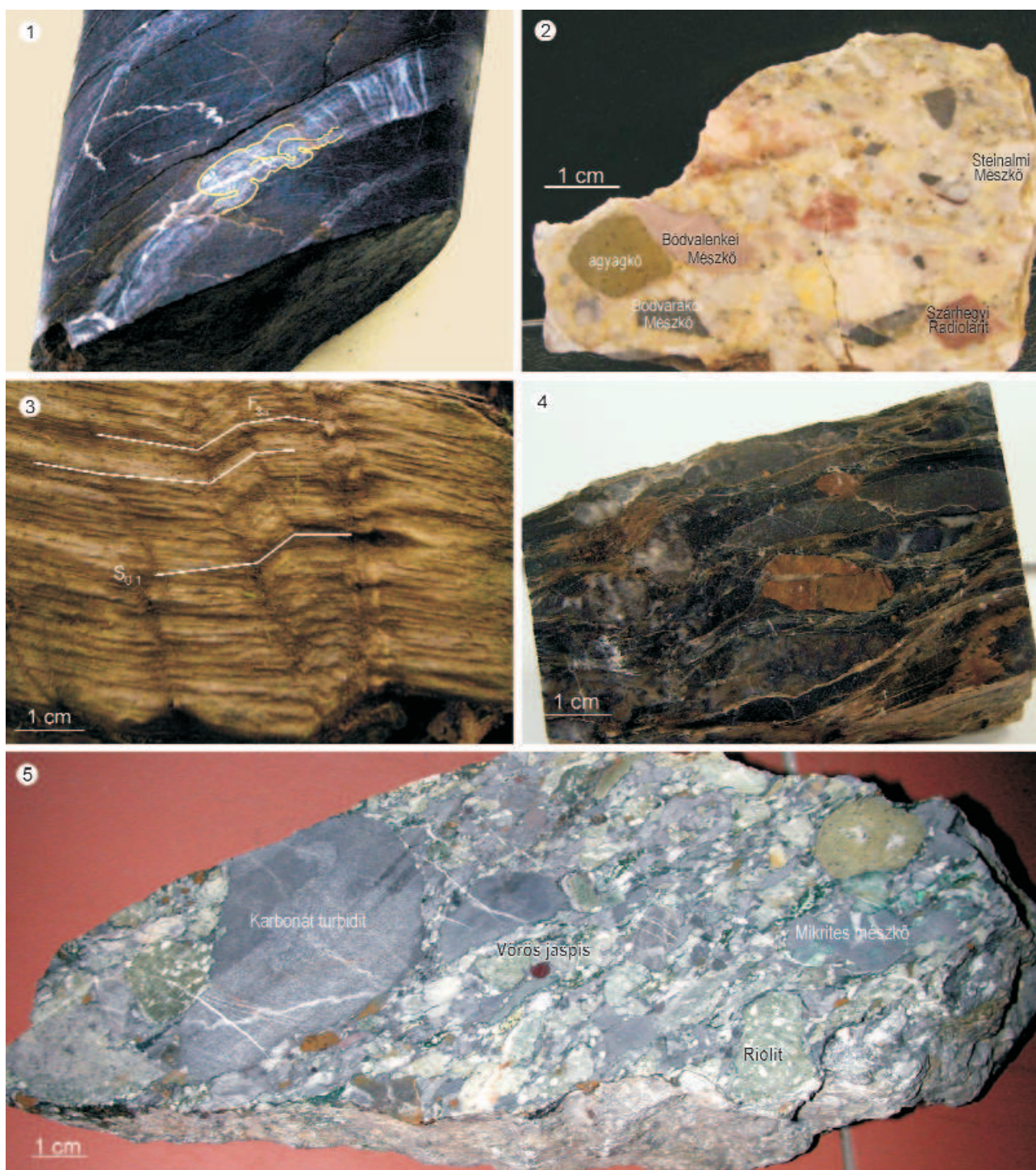
A vizsgálatok elvégzését és a terepi munkát a Fodor László által vezetett T48824 számú, a Haas János vezette K61872 számú, valamint a Kovács Sándor vezette T047121 számú OTKA-kutatás támogatta. Köszönjük Hips Kingának és Haas Jánosnak a karbonátos csiszolatok, Koroknai Baláznak a szerkezeti csiszolatok értelmezésében, valamint Ozsvárt Péternek a radiolariák újvizsgálatában nyújtott segítséget. Köszönjük Less Györgynek és Grill Józsefnek a hasznos konzultációkat, amelyek megvilágították a korábbi álláspont kialakulásának okait. Árkai Péternek, Judik Katalinnak és az MTA Geokémiai Kutatóintézet munkatársainak a metamorffok-vizsgálatok pontos és precíz elvégzéséért szeretnénk külön köszönetet mondani. A terepi munkában az Aggteleki Nemzeti Park munkatársai (Gruber Péter és Juhász Tamás) készségesen segítettek, a régebbi feltárások újbóli letisztítását a park munkásai tették lehetővé. Fodor László a Magyar Tudományos Akadémia Bolyai János ösztöndíjának támogatását élvezte. A konzultációkban, terepi munkában Stephan Schmid (Universität Basel, Svájc) és Bernhardt Fügenschuh (Universität Innsbruck, Ausztria) ötletei is segítségünkre voltak.

Irodalomjegyzék — References

- ÁRKAI, P., KOVÁCS, S. 1986: Diagenesis and regional metamorphism of the Mesozoic of Aggtelek–Rudabánya Mountains (Northeast Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* 29 (3–4), pp. 349–373.
- BALOGH K., PANTÓ G. 1949: A Rudabányai-hegység földtani térképe 1:25 000. — *Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa*.
- BALOGH K., KOVÁCS S. 1977: Előzetes jelentés a Rudabányai-hegységi triász vizsgálatáról. — *Kézirat*, József Attila Tudományegyetem, Szeged.
- BALOGH K., ÁRVÁNYE SOÓS E., PÉCSKAY Z. 1984: Jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet és az MTA Atommag Kutató Intézete között létrejött 4020/84 sz. kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- BALLA Z. 1983: A szarvaskői szinform rétegsora és tektonikája. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1982. évi jelentése*, pp. 42–65.
- CSONTOS L. 1988: Étude géologique d'une portion des Carpathes internes, le massif du Bükk (Nord-est de la Hongrie), (stratigraphie, structures, métamorphisme et géodynamique). — *Ph.D. thesis*, University Lille Flandres-Artois, 250, 327 p.
- DOSZTÁLY L. 1994: Mezozoos radiolária vizsgálatok Észak-Magyarországon. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- DOSZTÁLY L., JÓZSA, S., KOVÁCS, S., LESS, GY., PELIKÁN, P., PÉRÓ, Cs. 2002: North-East Hungary. Post congress excursion guide. — In: VOZÁR J., VOJTKO R., SLIVA L. (eds): *Guide to geological excursions, XVIIth Congress of Carpathian-Balkan Geological Association*, Bratislava, pp. 104–117.
- FOETTERLE, F. 1869: Vorlage der geologischen Detailkarte des Umgebungs von Torna und Szendrő. — *Verhandlungen des Geologische Reichsanstalt* 7, pp. 147–148.
- FODOR, L., KOROKNAI, B. 2000: Ductile deformation and revised stratigraphy of the Martonyi Subunit (Torna Unit, Rudabánya Mts.), Northeastern Hungary. — *Geologica Carpathica* 51 (6), pp. 355–369.
- FODOR L., KOROKNAI B. 2003: Többfázisú gyűrődés a hidvérgárdói Nagy-kőn (Torna-egység, ÉK-Magyarország). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a 2000–2001. évről*, pp. 133–141.
- GRILL J. 1988: A Rudabányai-hegység jura formációi. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1986-ról*, pp. 69–103.
- GRILL J. 1989: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység szerkezetfejlődése. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1988-ról*, pp. 411–432.
- GRILL, J., KOZUR, H. 1986: The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabánya Mts (Northern Hungary). — *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen des Universität Innsbruck* 13 (11), pp. 239–275.
- GRILL J., KOVÁCS S., LESS GY., RÉTI Zs., RÓTH L., SZENTPÉTERY I. 1984: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. — *Földtani Kutatás* 27 (4), pp. 49–56.
- HAAS, J., GÖRÖG, Á., KOVÁCS, S., OZSVÁRT, P., MATYÓK, I., PELIKÁN, P. 2006: Displaced Jurassic foreslope and basin deposits of Dinaridic origin in Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 49 (2), pp. 125–163.
- HIPS, K. 2001: The structural setting of the Lower Triassic formations in the Aggtelek–Rudabánya Mountains (Northeastern Hungary) as revealed by geologic mapping. — *Geologica Carpathica* 52 (5), pp. 287–299.
- HOCHSTETTER, F. 1856: Über die geologische Beschaffenheit der Umgegend von Edelény bei Miskolcz in Ungarn, am Südrande der Karpathen. — *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt* 7, pp. 692–705.
- KOCH A. 1904: A rudabánya–szentandrási hegyvonulat geológiai viszonya. — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 22, pp. 132–145.
- KOVÁCS S. 1987: Oliszosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az észak-magyarországi paleo-mezozóikumban, II. — *Földtani Közlöny* 117 (1), pp. 101–119.
- KOVÁCS S. 1991: Rudabányai-hegység, Varbóc, Telekes-oldal, Telekesoldali Formációcsoport. — *Magyarország geológiai alapszelvényei* 149, a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- KOVÁCS, S., LESS, GY., PIROS, O., RÉTI, Zs., RÓTH, L., 1989: Triassic formations of the Aggtelek–Rudabánya Mts. (Northeastern Hungary). — *Acta Geologica Hungarica* 32 (1), pp. 31–63.
- KOVÁCS, S., JÓZSA, S., GULÁCSI, Z., DOSZTÁLY, L., B. ÁRGYELÁN, G., FORIÁN-SZABÓ, M., OZSVÁRT, P. 2005: Permo-Mesozoic formations of the Darnó Hill area, NE Hungary – a displaced fragment of the Inner Hellenidic – Inner Dinaridic accretionary complexes. — In: TOMLJENOVICH, B., BALEN, D., VLAHOVIC, I., (eds.): *Abstracts book 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Opatija*, Croatian Geological Society, Zagreb, pp. 51–52.
- KÖVÉR SZ. 2005: Metamorf és nem-metamorf szerkezeti egységek deformációja a Rudabányai-hegység középső részén. — *Kézirat*, Diplomamunka, Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Magyar Tudományos Akadémia Geológiai Kutatócsoport, Budapest, 2005.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, S., CSONTOS, L., PÉRÓ, Cs. 2005a: Tectonic position of Torna s.s. and Bódva Units in the central part of Rudabánya Hills, NE Hungary. — In: TOMLJENOVICH, B., BALEN, D., VLAHOVIC, I., (eds.): *Abstracts book 7th Workshop on Alpine Geological Studies, Opatija*, Croatian Geological Society, Zagreb, pp. 53–54.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., KOVÁCS, S., CSONTOS, L., PÉRÓ, Cs. 2005b: Deformation of metamorphic (Torna?) and non-metamorphic (Bódva) Mesozoic sequences in the central part of Rudabánya Hills, NE Hungary. — *Geolines* 19, pp. 73–74.
- KÖVÉR, SZ., FODOR, L., JUDIK, K., OZSVÁRT, P., ÁRKAI, P., KOVÁCS, S., LESS, GY. 2006: Tectonic position of the Latest Triassic–Jurassic sequences of Rudabánya Hills, NE Hungary – The first steps in a puzzle. — *Geolines* 20, pp. 73–75.
- LESS GY. 1981: Magyarázó az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani térképéhez. 25:000-es sorozat, Hidvérgárdó. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet adattár.
- LESS GY. 1987: Aggtelek–Rudabányai-hegység, Aggtelek, Hargistya, kutatóárok, Hallstatti Mészke Formáció és Zlambachi Formáció. — *Magyarország geológiai alapszelvényei* 75, a Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- LESS GY. 1998: Földtani felépítés. — In: BAROSS G. (szerk.): *Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda Kiadó*, pp. 26–66.
- LESS, GY. 2000: Polyphase evolution of the structure of the Aggtelek–Rudabánya Mountains (NE Hungary), the southernmost element of the Inner Western Carpathians – a review. — *Slovak Geological Magazine* 6 (2–3), pp. 260–268.
- LESS GY., GRILL J., RÓTH L., SZENTPÉTERY I., GYURICZA GY. 1988:

- Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani térképe. 1: 25:000.* – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- MÁTHÉ, Z., SZAKMÁNY, GY. 1990: The genetics (formation) of rhyolite occurring in the Rudabánya Mts. (Northeastern Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica Szeged* 31, pp. 43–55.
- PÁLFY M. 1924: A Rudabányai hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1924-ről* 26 (2), pp. 1–27.
- PELIKÁN P., DOSZTÁLY L. 2000: A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük. – *Földtani Közlöny* 130 (1), pp. 25–46.
- PÉRO, Cs., KOVÁCS, S., LESS, GY., FODOR, L. 2002: Tectonic setting of the Triassic „Hallstatt” (s.l.) facies in NE Hungary. – *Geologica Carpathica* 53 (spec. issue), pp. 24–25.
- PÉRO, Cs., KOVÁCS, S., LESS, GY., FODOR, L. 2003: Geological setting of the Triassic „Hallstatt” (s.l.) facies in NE Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae* 35, pp. 58–59.
- SERESNÉ HARTAI É. 1980: Jelentés „Az Északi Középhegység tipusterületének módszertani célú szerkezetföldtani vizsgálata” című szerződéses munka II. résztemájának keretében végzett vizsgálatokról. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- SZAKMÁNY, GY., MÁTHÉ, Z., RÉTI, Zs. 1989: The position and petrochemistry of the rhyolite in the Rudabánya Mts. (NE Hungary). – *Acta Mineralogica-Petrographica* 30, pp. 81–92.
- SZENTPÉTERY I., LESS GY. (szerk.) 2006: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtana. Magyarázó az Aggtelek-Rudabányai hegység 1988-ban megjelent 1:25 000 méretarányú fedetlen földtani térképéhez (Magyarország tájegységi térképsorozata). – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 92 p.
- TOLLMANN, A. 1976: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – Franz Deuticke, Wien, 602 p.
- VITÁLIS I. 1909: A Bódva-Tornaköz környékének földtani viszonyai. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése 1907-ről*, pp. 45–58.

I. tábla — Plate I



1. fénykép. Üledékrogyásos redő a Telekesoldali Formáció középső, homokkőes agyagpala rétegcsoportjából (korábbi nevén „homokkő-olistolitós szint”), Szendrő (térképező) Szet-3 fúrás, 32,2 m, a fúrómag átmérője 6 cm

Photo 1. Slump fold from the middle sandy shale layer (formerly “sandstone olistolite level”) sequence of the Telekesoldal Formation, Szendrő Szet-3 borehole, the diameter of the core is 6 cm

2. fénykép. Csipkés-hegyi „olistosztroma”, a Bódvai-sorozat triászából származó klasztokkal

Photo 2. Csipkés-hegyi „olistostrome”. The clasts are originated from the Triassic Bódva Series

3. fénykép. Kinkredő (F_{3a}) a Telekesoldali Formáció márgapalájában, Mély-völgy

Photo 3. Kink fold (F_{3a}) in the marly slate of the Telekesoldal Formation, Mély Valley

4. fénykép. Telekesoldali Formáció olisztolitjai fekete pala mátrixban, Dunna-tető déli lejtője

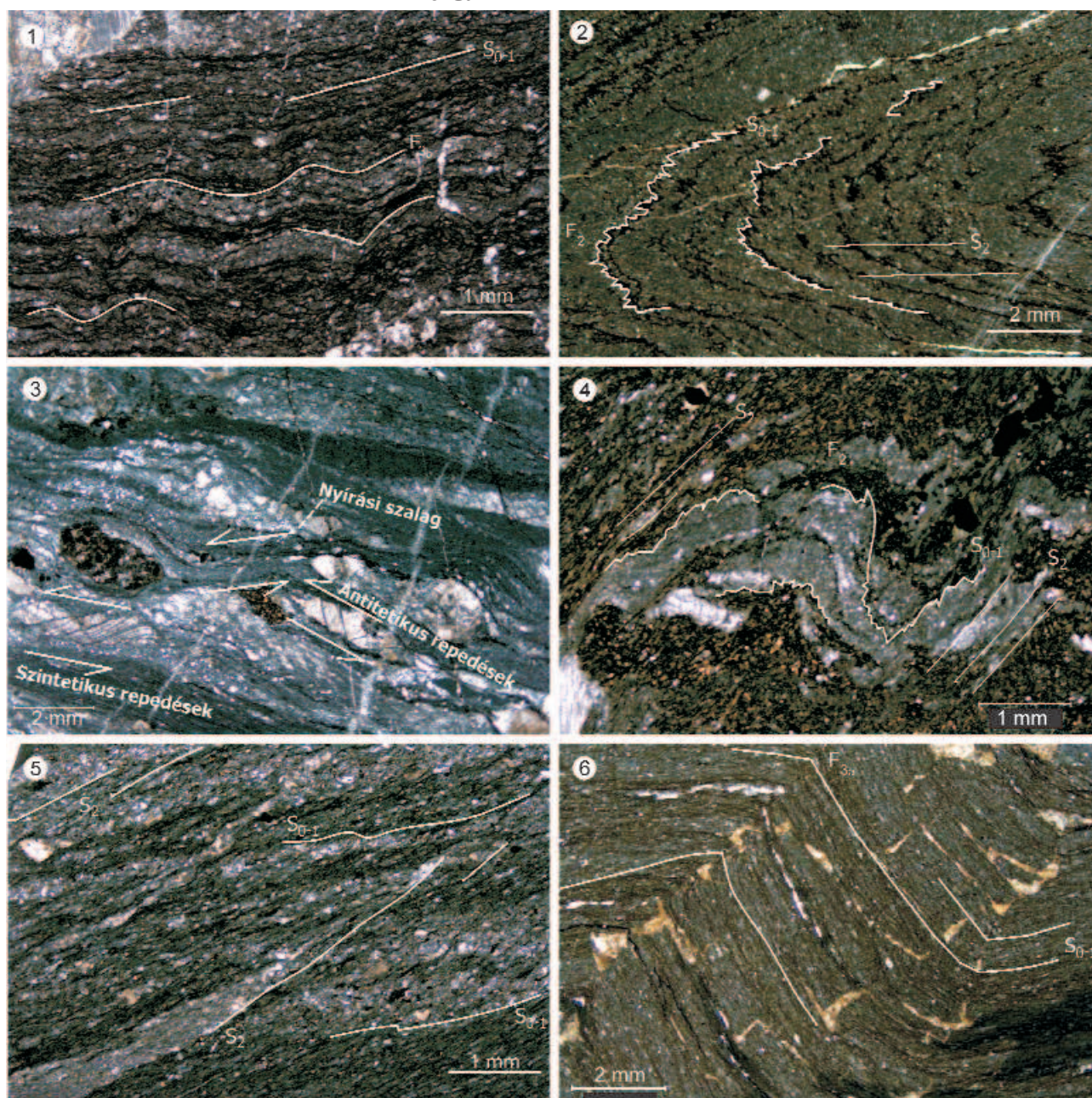
Photo 4. Olistoliths in black shale matrix from the Telekesoldal Formation, Dunna-tető southern slope

5. fénykép. Telekesoldali Formáció, olisztosztroma a Telekes-oldali alapfeltárásából. A klaszto lapítottak, érintkezésük sztiliolitos

Photo 5. Olistostrome of Telekesoldal Formation in type locality at Telekesoldal. The clasts are flattened, the grain boundaries are stylolitic

II. tábla — Plate II

A Telekesoldali Formáció deformációs jegyei — Deformation features in the Telekesoldal Formation



1. fénykép. Rétegpárhuzamos palásság Telekesoldali Formáció aleurit-palájában (Szalonna Sza-12 fúrás 71,0–71,2 m). A korai palásságot (S_{0-1}) kezdődő krenulációs palásság (D_{3b}) gyűri újra

Photo 1. Bedding-parallel cleavage (S_{0-1}) in silty slate of the Telekesoldal Formation (Szalonna Sza-12 borehole 71,0–71,2 m). Crenulation cleavage (D_{3b}) refolding early (S_{0-1}) foliation

2. fénykép. Szoros F_2 redőbe gyűrt S_{0-1} palásság a Telekesoldali Formációban. (Szalonna Sza-7 fúrás 181,2–181,3 m). A redőcsuklóban opak kiválások jelennek meg.

Photo 2. Tight folds (F_2) of S_{0-1} foliation in Telekesoldal Formation (Szalonna Sza-7 borehole 181,2–181,3 m). Opaque minerals appear in the fold hinge

3. fénykép. Nyírási jelző kritériumok a Dunna-tető déli lejtőjéről származó, képlékeny deformációt szenvedett Telekesoldali „mikroolistholitos” agyagpalában (Kövéér 2005). Nyírási szalag jelenik meg a mátrixként szolgáló palában. A klastrokban szin- és antitetikus repedések találhatók. A csiszolatban a nyírás értelme balos.

Photo 3. Shear criteria in the ductily deformed „microolistholite” horizon of the Telekesoldal shale (Dunna-tető, southern slope; Kövéér 2005). A shear band appears in the shale matrix. There are antithetic and synthetic faults in the clasts. The sense of shear is sinistral in the thin section.

4. fénykép. Második fázisú redő (F_2), amely korai rétegpárhuzamos palásságot gyűrt meg a Telekesoldali Formációban, a Mély-völgyben

Photo 4. F_2 fold, which refolded early bedding-parallel foliation from the Telekesoldal Formation, in the Mély Valley

5. fénykép. A réteggéssel és rétegpárhuzamos palássággal (S_{0-1}) szöget bezáró második (S_2) palásság, Mély-völgy

Photo 5. The relationship between the S_{0-1} and S_2 foliations, which makes acute angle to bedding, Mély Valley

6. Kinkredő (F_{3a}) Telekesoldali márgapalában

Photo 6. Kink-type fold (F_{3a}) in the slaty marl of Telekesoldal Formation

Balaton-felvidéki bazaltok nátrolitcsoportba tartozó üregkitöltő ásványainak részletes vizsgálata

Detailed investigation of cavity filling natrolite group minerals in basalts of Balaton Highland, Hungary

KÓNYA PÉTER

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

. ■■■■

Tárgyszavak: Balaton-felvidék, bazalt, nátrolit, paranátrolit, „tetranátrolit”, gonnardit, röntgendiffrakció, termikus elemzés, infravörös spektroszkópia, elektronmikroszkópia

Összefoglalás

A gulácsi és az uzsai bazaltok üregeiben található nátrolit ásványokra vonatkozó egyes hazai és nemzetközi munkák a szokványostól való eltérésekre utalnak. Jelen munkánkban több Balaton-felvidéki bazalt üregkitöltő nátrolitját különféle módszerekkel vizsgáltuk, melyek közül a termoanalitikai korrigált bomlási hőmérséklet, ill. aktiválási energia mérését, valamint az egyes tűk kémiai összetételváltozását reprezentáló EDX-módszereket először alkalmaztuk. Vizsgálati eredményeink szerint kevés ásvány bizonyult teljesen tiszta, jól rendezett nátrolitnak, a minták többsége „tetranátrolitnak” minősíthető. Vizsgálataink azt mutatták, hogy a nátrolit/„tetranátrolit” megjelenés nem lelőhelyfüggő, és a kémiai inhomogenitás egy-egy nátrolitűn belül is kimutatható.

Keywords: Balaton Highland, basalt, natrolite, paranatrolite, “tetranatrolite”, gonnardite, XRD, thermal analysis, IR spectroscopy, scanning electron microscopy

Abstract

According to Hungarian and international literature the natrolites occurring in the cavity of the basalts from Gulács and Uza Hills are unusual. In this study cavity filling natrolites of basalts from several locality of Balaton Highland were investigated by different methods. The measurements of the corrected decomposition temperature variation, those of the activation energy and EDX measurements of the variation of chemical composition of a single needle were first applied for natrolite. Few of the minerals are regular, ordered natrolite, the majority proved to be so-called “tetranatrolite”. The investigation performed demonstrates that the natrolite/“tetranatrolite” appearance is independent on the locality, and chemical inhomogeneity can be demonstrated within a single natrolite needle.

. ■■■■

Bevezetés

A Balaton-felvidéki bazaltok egyik jellemző üregkitöltő ásványa a nátrolit. Hazánkban PÉCSI-DONÁTH (1962, 1965), PÉCSINÉ DONÁTH (1963) foglalkozott először az uzsai és a gulácsi bazalt nátrolitásványaival. Elsősorban termikus, valamint infravörös spektroszkópiás és kémiai elemzések alapján kimutatta, hogy — összehasonlítva külföldi mintákkal — a hazaiaknak (elsősorban az uzsabányainak)

magasabb a víz- és kalciumtartalma és kevesebb a Si-tartalma. Később ALBERTI, VEZZALINI (1981) és ALBERTI et al. (1982b) részleges (Si,Al)-rendezetlenséggel magyarázták a gulácsi nátrolit eltérő tulajdonságait és azt rendezetlen nátrolitnak, ill. „tetranátrolitnak”¹ nevezték. Egy évtized eltelével ugyanezt az ásványt a Si/Al arány alapján gonnarditnak minősítették (ALBERTI et al. 1995). Uzsai nátrolitokra

¹ A tetranátrolit ásványnevet diszkreditálása (ARTIOLI, GALLI 1999) miatt idézőjelben használjuk („tetranátrolit”, l. később).

vonatkozóan KROGH ANDERSEN et al. (1990) eltérő (Si,Al)-rendezetlenséget állapított meg. ALBERTI et al. (1995) szerint a KROGH ANDERSEN et al. (1990) által vizsgált uzsai Na II minta az összehasonlítottak közül a legrendezetlenebb nátrolit. VÁCZI, WARREN (2004) számítógépes cellaparaméter-vizsgálatai alapján a Balaton-felvidéki nátrolitok szerkezete rendezett, míg a gonnarditoké rendezetlen.

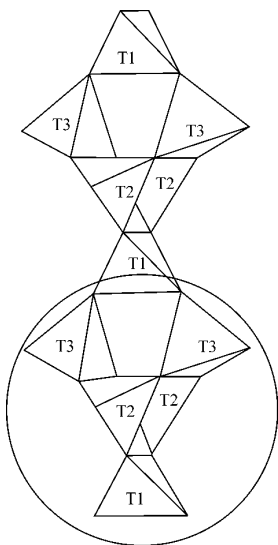
A nátrolitcsoport ásványainak szerkezeti jellemzése

A nátrolitcsoport ásványait T_5O_{10} -egységekkel rendelkező zeolitoknak nevezik. Vázuk építőelemei az $(Al, Si)O_4$ -tetraéderekből felépülő T_5O_{10} - (5 tetraéder és 10 O) egységek, melyek a *c* tengellyel párhuzamosan tetraéderláncot alkotnak (1. ábra). Az egységek periodicitása kb. $6,6 \square$ vagy ennek többszöröse. A T_5O_{10} -láncok különböző összekapcsolódása révén 3 eltérő topológiájú rács jelenik meg, ezáltal 3 alcsoportot különböztetnek meg: NAT (nátrolitcsoport — nátrolit, mezolit, szkolecit, paranátrolit, gonnardit); THO (thomsonit); EDI (edingtonit és kalborsit). Morfológiájuk a tetraéderláncokkal párhuzamosan megnyúlt, vagyis gyakran tűs, rostos megjelenésűek (ARMBRUSTER, GUNTER 2001).

Jelen munkánkban a nátrolitcsoport ásványai közül a szkolecittel és mezollal nem foglalkozunk.

A nátrolitcsoport rácsának szimmetriája ideális esetben $I4_1/amd$. Ekkor a szerkezetet alkotó láncok közötti rotációs szög $\psi=0^\circ$ és a tetraéderekben a (Si,Al)-eloszlás teljesen rendezett. A természetes nátrolit rotációs szöge $\psi \sim 24^\circ$, a (Si,Al)-eloszlás teljesen rendezett, szimmetriája $Fdd2$. A gonnardit szerkezete tetragonális, szimmetriája $I-42d$. A „tetranátrolitban” a láncok közötti rotációs szög a nátrolithoz hasonlóan szintén $\psi \sim 24^\circ$, a tetraéderekben viszont a (Si,Al)-eloszlás rendezetlen, ezért szimmetriája a gonnarditéhoz hasonlóan $I-42d$ (GOTTARDI, GALLI 1985).

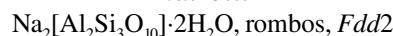
Az alábbiakban bemutatott ásványok képletét és kristályrendszeri besorolását COOMBS et al. (1997) alapján használjuk.



1. ábra. A nátrolitcsoport ásványainak idealizált szerkezete (ARMBRUSTER, GUNTER 2001 alapján) A bekarikázott rész egy T_5O_{10} -egységet mutat. Az egységekben háromféle tetraéder jelenik meg, melyek közül ideális esetben a T1, T2 pozíciókban csak Si, a T3 pozícióban csak Al szerepel

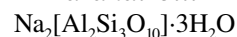
Figure 1. Idealised structure of minerals of the natrolite group (after ARMBRUSTER, GUNTER 2001) The circle outlines a single T_5O_{10} unit. In the units appear three types of tetrahedron, in which ideally Si atom occupies the T1, T2 tetrahedral sites, and Al atoms occupy the T3 site

Nátrolit



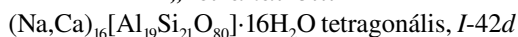
A nátrolit szerkezetében a *c* tengely felől nézve minden csatornában 2 Na és 2 H_2O található. Minden Na-nak 6-os koordinációja van, melyben 4 O-nel és 2 H_2O -zel kapcsolódik össze létrehozva az $NaO_4(H_2O)_2$ -poliédereket (ROSS et al. 1992). A tetraéderekben a (Si,Al) részlegesen vagy erősen rendezett (COOMBS et al. 1997). A koordinációs poliéderek az éleken kapcsolódnak össze és párhuzamosan futnak a *c* tengellyel (ARMBRUSTER, GUNTER 2001).

Paranátrolit



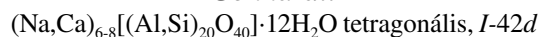
A formula a nátrolitéra hasonlít, csak ebben több a vízmolekula, és a Na egy részét Ca helyettesítheti. Szimmetriája pszeudorombos, de monoklin vagy triklin is lehet (ARMBRUSTER, GUNTER 2001). A paranátrolitban két csatornatípus jelenik meg. Az egyik két Na-iont tartalmaz, amelyek az O-nel és a vízzel a nátrolithoz hasonlóan $NaO_4(H_2O)_2$ -poliédereket alkotnak. A másik csatornában szintén két atom van jelen (Na-Na, Na-Ca), melyekhez szintén 4 O- valamint 4 vízmolekula kapcsolódik. Ebben az esetben $(Na,Ca)O_4(H_2O)_4$ -poliéderek alakulnak ki (ROSS et al. 1992). Az IMA zeolitokra vonatkozó nomenklatúrája alapján státusa bizonytalan (COOMBS et al. 1997).

„Tetranátrolit”



Rendezetlen nátrolit típusú szerkezete van. A nátrolithoz hasonlóan itt is megjelennek az $NaO_4(H_2O)_2$ -poliéderek azzal a különbséggel, hogy a csatornában a Na-ionokat részben Ca-ion helyettesíti. Az Si–Al- és Na–Ca-helyettesítés, valamint a tetragonális váz eredményezi a részleges (Si,Al)-rendezetlenséget egyik vagy mindkét tetraéderes helyen, és a teljes Na-Ca rendezetlenséget a csatornában (ROSS et al. 1992). A Na-ot és a Ca-ot kis mennyiségű Fe^{2+} , Sr, Ba és K is helyettesítheti (COOMBS et al. 1997). A „tetranátrolitot” 1999-ben diszkreditálták (ARTIOLI, GALLI 1999).

Gonnardit



Szerkezete a nátrolithéhoz hasonló, a tetraéderekben a (Si,Al) rendezetlen. Összetétele jelentősebben eltér az előbbiektől, mivel a váz csatornáiban általában jelentős a Ca-helyettesítés. A gonnardit és „tetranátrolit” elkülönítést ALBERTI et al. (1995) javasolta a Si/Al arányuk alapján. Ez azonban ma már nem elfogadott kritériuma annak, hogy a „tetranátrolitot” önálló ásványfajnak tekintjük. A gonnardit szerkezeti vázában csak egy csatornatípus ismert, melyben rendezetlen (Ca,Na)-ionok vannak. Minden Na-iont alatta és fölötté 2 Ca vesz körül a *c* tengellyel párhuzamosan (ARMBRUSTER, GUNTER 2001).

A nátrólitsorozat ásványainak elkülönítése a nemzetközi irodalom alapján

Az általunk vizsgált ásványokkal nemzetközi szinten már több évtizede foglalkoznak. Ezen zeolitok szerkezetéről, kémiai összetételéről, egymáshoz való kapcsolatukról a részletes műszeres vizsgálatok során egyre többet tudtunk meg, ennek ellenére még ma is vannak bizonytalanságok. Nincs megegyezés például a paranátrólit hovatartozását illetően, ezért ezt az ásványt bizonytalan státusú és lehetséges zeolitként említik.

Az alábbiakban a két ásvány kutatási történetét tekintjük át részletesebben.

KROGH ANDERSEN et al. (1969) találta meg először a nátrólit tetragonális változatát grönlandi mintákban.

Egy évtizeddel később CHEN, CHAO (1980) a tetragonális nátrólitot „tetranátrólitnak” nevezi, melynek kémiai összetétele szinte megegyezik a nátrólitével ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), különbség a „tetranátrólitba” beépülő kevés K- és Ca-ion megjelenésében van. Szerintük a „tetranátrólit” a nátrólit (Si,Al)-rendezetlen módosulata. Valószínűleg a Ca beépülése a nátrólitszerkezetbe segíti elő a (Si,Al)-rendezetlenség kialakulását a kristályosodás során.

A paranátrólitot először CHAO (1980) említi, aki az ásványt a „tetranátrólit” dehidratációs termékének tekinti. A paranátrólit több milliméteres nátrólit kristályokkal epitaxiálisan nő össze. Az ásvány elméleti képlete: $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Különbség a nátrólithez viszonyítva, hogy a paranátrólit szerkezetébe kevés Ca-ion és egyel több (három) vízmolekula épül be. A paranátrólit levegőn instabil.

NAWAZ (1988) és később TSCHERNICH (1992), valamint ALBERTI et al. (1995) is azt állítja, hogy a gonnarditnak és a „tetranátrólitnak” azonos a szerkezete, és a két ásvány folyamatos összetételbeli sorozatot alkot. NAWAZ (1988) szerint a „tetranátrólit” nem azonos a rendezetlen nátrólitl, és a „tetranátrólitban” nagy mennyiségű Ca–Al-helyettesítés figyelhető meg. A szerző a Ca és az Al atomszáma alapján különíti el a nátrólitot (Ca 0–1, Al 16–17 atom), a „tetranátrólitot” (Ca 0–2, Al 14–18 atom) és a gonnarditot (Ca 2–6, Al 17–20 atom). Látható, hogy az ásványok Ca és Al atomszáma között átfedések vannak.

ROSS et al. (1992) a nátrólitsorozat ásványainak Al/(Na+K), Al/(Ca+Mg+Mn+Sr+Fe³⁺) és Na/(K+Ca+Mg+Mn+Sr+Fe³⁺) arányait vizsgálták. Megállapították, hogy a gonnarditok a nátrólit–thomsonit-sorozatba ($\text{Na}_6\text{Si}_2 \rightarrow \text{Ca}_4\text{Al}_2$ kémiai helyettesítés), míg a „tetranátrólitok” a nátrólit – „ideális” tetranátrólit sorozatba ($\text{Na}_2\text{Si}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Al}_2$ kémiai helyettesítés) helyezhetők. Szerintük ezek alapján elkülöníthető a „tetranátrólit” és a gonnardit egymástól.

TSCHERNICH (1992) a Na-gazdag gonnarditot a „tetranátrólitl” tartja azonosnak. A gonnarditól a Ca elemi cellánkénti mennyisége (<1) alapján különíti el.

ALBERTI et al. (1995) a Si/Al arány alapján különíti el az ásványokat. Ezek alapján, ha a Si/Al arány közel 1,5, akkor

rendezett vagy néhány esetben részlegesen rendezetlen nátrólit keletkezik. Ha a Si/Al <1,5 akkor „gonnardit”, ha Si/Al ≥1,5, magas hőmérséklet és H₂O-nyomás esetén rendezetlen paranátrólit keletkezik. A paranátrólit atmoszférikus körülmények között történő dehidratációja által létrejött rendezetlen fázist „tetranátrólitnak” nevezik.

A Nemzetközi Ásványtani Szövetség Új Ásványok és Ásványnevek Bizottsága (IMA CNMMN) Zeolitok Al-bizottsága által 1997-ben kiadott nomenklátúra alapján a paranátrólit és a „tetranátrólit” a bizonytalan státusú és lehetséges zeolitok között szerepel (COOMBS et al. 1997).

A „tetranátrólit” diszkreditálását ARTIOLI, GALLI (1999) javasolta. Több irodalmi és néhány saját minta Si/Al és Na/Ca arányát vizsgálták. Ezek alapján náluk is elkülönült a korábban ROSS et al. (1992) által jelzett két sorozat. Az összes minta eloszlását tekintve azonban már alig tudtak egy jól definiált kémiai trendet kialakítani. Sok esetben a „tetranátrólitot” és gonnarditot nem tudták megfelelően elkülöníteni. Például a Magnet Cove (Arkansas) 85–16A jelű gonnarditmintája nagyon hasonló a Klösch (Austria) és a Gulács „tetranátrólitjához”. A nagy szerkezeti és kémiai hasonlóság miatt az IMA zeolitokra vonatkozó nomenklátúrájának 1. a és 1. b szabályai² alapján a „tetranátrólitot” diszkreditálásra javasolták. A gonnardit Na- és Ca-domináns változataira az előbb említett nomenklátúra 5. szabálya³ alapján a gonnardit-Na és gonnardit-Ca fajneveket vezették be.

A diszkreditálás ellenére az azóta megjelent irodalmi munkák továbbra is használják a „tetranátrólit” ásványnevet.

Például EVANS et al. (2000) véleménye az, hogy a „tetranátrólit” és gonnardit között szerkezeti hasonlóság van, de kémiai összetételük eltér. Szerintük a gonnarditban megjelenő összetételbeli eltérések nátrólit típusú és thomsonit-vagy edingtonitszerű váz keverékéből létrejövő kristályszerkezettel magyarázhatók. A „tetranátrólitot” ők is a paranátrólit dehidratációs termékének tekintik. Véleményük szerint a két ásvány közötti reakció irreverzibilis.

LEE et al. (2006) viszont bebizonyította, hogy a „tetranátrólit” reverzibilisen alakul át paranátrólitá 0,2 GPa nyomáson.

ATALAN, NEUHOFF (2006) ugyancsak a „tetranátrólit”-átalakulást vizsgálta laboratóriumi hőmérséklet- és nyomásviszonyok mellett.

Elfogadva a jelenleg érvényes nevezéktani besorolást, a röntgendiffrakciós JCPDS-kártyaadatokban szereplő „tetranátrólit” nevet a határozás során továbbra is használtuk a nátrólit és gonnardit közötti átmeneti fázis megjelölésére.

² (1. a) Önálló fajoknak tekintendők az egymástól topológiaiilag különböző tetraédervázú és különböző vegyi összetételű zeolitásványok. (1. b) Az ugyanolyan topológiai sajátságú tetraédervázal bíró zeolitok egy ásványsort alkotnak, ha szerkezeti vázon kívüli uralkodó kationjuk eltérő. E kationok különböző szerkezeten kívüli pozíciókat is elfoglalhatnak. Egy ilyen ásványsort két vagy több, uralkodó szerkezeten kívüli kationjukban különböző faj alkot.

³ Egy zeolitásványsoron belül az önálló ásványfajok nevét úgy képezzük, hogy a sorozat nevéhez egy utótagot illesztünk, amely az uralkodó szerkezeten kívüli kation vegyjele, pl. kabazit-Ca (COOMBS et al. 1997).

Vizsgálati módszerek

A zeolitos mintákon leggyakrabban alkalmazott sztereomikroszkópos és röntgendiffrakciós vizsgálati módszerek önmagukban még nem elegendőek az ásványfajok nagy biztonságu azonosításához, ezért több módszer együttes alkalmazásával különítettük el az egyes ásványfázisokat.

A *sztereomikroszkópos vizsgálatokat* Zeiss gyártmányú 100-szoros nagyítású mikroszkóppal végeztük.

A *röntgendiffrakciós vizsgálatokat* számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Philips PW 1710 diffraktométerrel végeztük a következő felvételi körülmények között: Cu-antikatód, 40 kV és 30 mA csőáram, grafit-monokromátor, goniométersebesség 2°/perc, mérési tartomány 2–66° 2 θ .

A *termoanalitikai vizsgálatok* számítógépes vezérlésű és kiértékelésű Derivatograph-PC szimultán TG–DTG–DTA-készülékkel (TG = termogravimetria; DTG = derivált termogravimetria; DTA = differenciál-termoanalízis), kerámiatégelyben 10 °C/perc sebességgel 1000 °C-ig hevített mintán, inert anyaggal (Al₂O₃) készültek.

A *pásztázó elektronmikroszkópos (SEM) és energiadiszperzív röntgenvizsgálatokat (EDX)* a Miskolci Egyetem Fémteni Tanszékén EDAX 9900-as analitikai berendezéssel ellátott AMRAY 1830i készüléken végeztük (gyorsítófeszültség: 25 kV).

Az *infravörös spektroszkópai* felvételek PERKIN-ELMER–1600 típusú Fourier-transzformációs spektrográffal, KBr-pasztillákban, 400–4000 cm⁻¹ tartományban készültek.

Vizsgálati anyagok

A Balaton-felvidék különböző lelőhelyeiről 26, uralkodóan nátrólittartalmú mintát vizsgáltuk. A minták nagy része (20 db) a múlt század első felében gyűjtött és MAURITZ (1948), valamint ERDÉLYI (1954) által nátrólitnak meghatározott múzeumi (Országos Földtani Múzeum, MÁFI) példány. Kisebb része (Bazsi 1., 3., 16., Hermántó H 158/1, Uzsa U 142 és 164 minták) az utóbbi 10 év gyűjtésének eredménye (1. táblázat).

1. táblázat. A vizsgált minták ásványos összetétele

Table 1. Mineralogical composition of investigated samples

Lelőhely	Minta-szám	Nátrolit	„Tetra-nátrolit”	„Tetra-nátrolit”-Ca	Para-nátrolit	Gonnardit	Thomsonit	Phillipsit	Analcim	Kalcit
Bazsi	1		+++			+	+			
Bazsi	3	+++					++			
Bazsi	16	++				+++				
Gulács	2314	+	+++					+		
Gulács	2578	+++			+				ny	
Gulács	2580	++	+++							
Gulács	2581	+++								
Gulács	2583	+	+++					+		ny
Gulács	2586	++	+++					ny		
Gulács	2588/1	ny	+++					ny		
Gulács	2590	++	+++							
Gulács	2594	ny	+++					+		
Gulács	2607	+	+++					+		
Gulács	2611	+	+++					+		
Gulács	2613	+	+++					+		
Gulács	Lszn-2	ny	+++					ny	+	
Hermántó	H 158/1		+++		++			ny		
Haláp	2614		+++			++		ny		
Haláp	2617	+	+++			+++				
Haláp	2620	+	+++			ny				
Haláp	2627		+	+++		ny				ny
Haláp	2630	+++						ny		
Haláp	Lszn-1	+	+++							
Uzsa	U 142	+++								
Uzsa	U 164	+++			+			ny		
Uzsa	2637	+++				++				

+++ = uralkodó; ++ = közepes; + = alárendelt; ny = nyom

+++ = dominant; ++ = medium; + = subordinate; ny = trace

Vizsgálati eredmények

Sztereomikroszkópos vizsgálatok

A vizsgált nátrólitok általában színtelenek, áttetszők vagy átlátszók, ritkábban fehérek. A magányos tűk 2-3 mm hosszú kristályok, melyek egymás mellett lazán vagy összenőve jelennek meg. Előfordulnak néhány tucat tűből álló sugaras halmazok is. Gyakoribbak viszont az 1-1,5 cm átmérőjű sugaras szerkezetű gömbök, melyek sokszor a teljes üreget kitöltik (1. fénykép). A röntgenvizsgálatok alapján nátrólitnak, „tetranátrólitnak”, paranátrólitnak és gonnarditnak határozott ásványok morfológiája között



1. fénykép. Nátrólit sugaras szerkezetű gömbös halmazai (2583. minta, Gulács, a szerző fényképe)

Photo 1. Radial aggregates of natrolite needles (sample 2583, Gulács, author's photo)

különbőség nem mutatkozott. A kristályokon (110) prizma- és (111) piramislapok jelennek meg. Maguk a kristályok általában phillipsitre települnek, de közvetlenül az üreg falán is előfordulhatnak. Rájuk néhány esetben barna apró gömbökből álló szmektit nő.

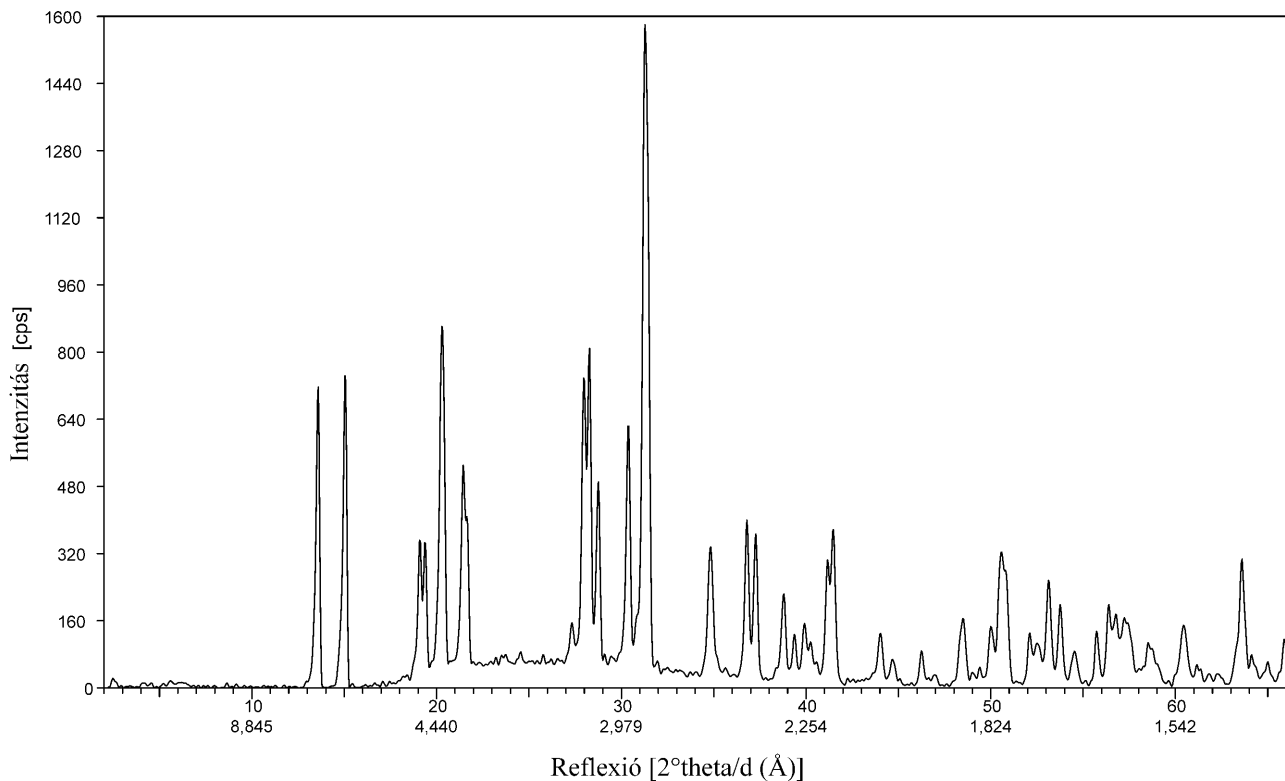
Röntgendiffrakciós vizsgálatok

A Balaton-felvidéki bazaltok nátrólitos mintáiban röntgendiffrakciós módszerrel a következő ásványok $2^\circ\Theta$ - és d értékeit azonosítottuk az illető ásvány irodalmi JCPDS-kártya adatai alapján (BAYLISS et al. 1986): nátrólit, „tetranátrólit”, „tetranátrólit”-Ca, paranátrólit és gonnardit. A „tetranátrólitra” vonatkozó kártyaadatok azonban már nem érvényesek, hiszen diszkreditálása miatt ma már ilyen ásvány nem szerepel a nomenklatúrákban. A röntgenfelvételeinken „tetranátrólitként” azonosított ásvány valószínűleg a gonnardit-Na ásvánnyal egyezik meg. A paranátrólitot a nátrólit vízben gazdagabb változataként értelmeztük.

Kísérő ásványként phillipsit, thomsonit, kalcit és analcim jelenik meg. A röntgenfelvételek alapján a mintákat három fő típusra (uralkodóan nátrólit-, „tetranátrólit”-, vagy gonnardittartalmú) lehetett elkülöníteni, melyeken belül további altípusokat tudtunk megkülönböztetni.

Uralkodóan nátrólitot tartalmazó minták

A vizsgált 26 mintából mindössze 7 tartozik ebbe a csoportba, melyek közül csak két mintában nem volt a nátrólit mellett kísérő ásvány (2. ábra; 2. táblázat), egy



2. ábra. Tisztán nátrólitból álló minta röntgendiffraktogramja (Uzsa U 142. minta)

Figure 2. X-ray powder diffraction pattern of a pure natrolite sample (sample Uzsa U 142)

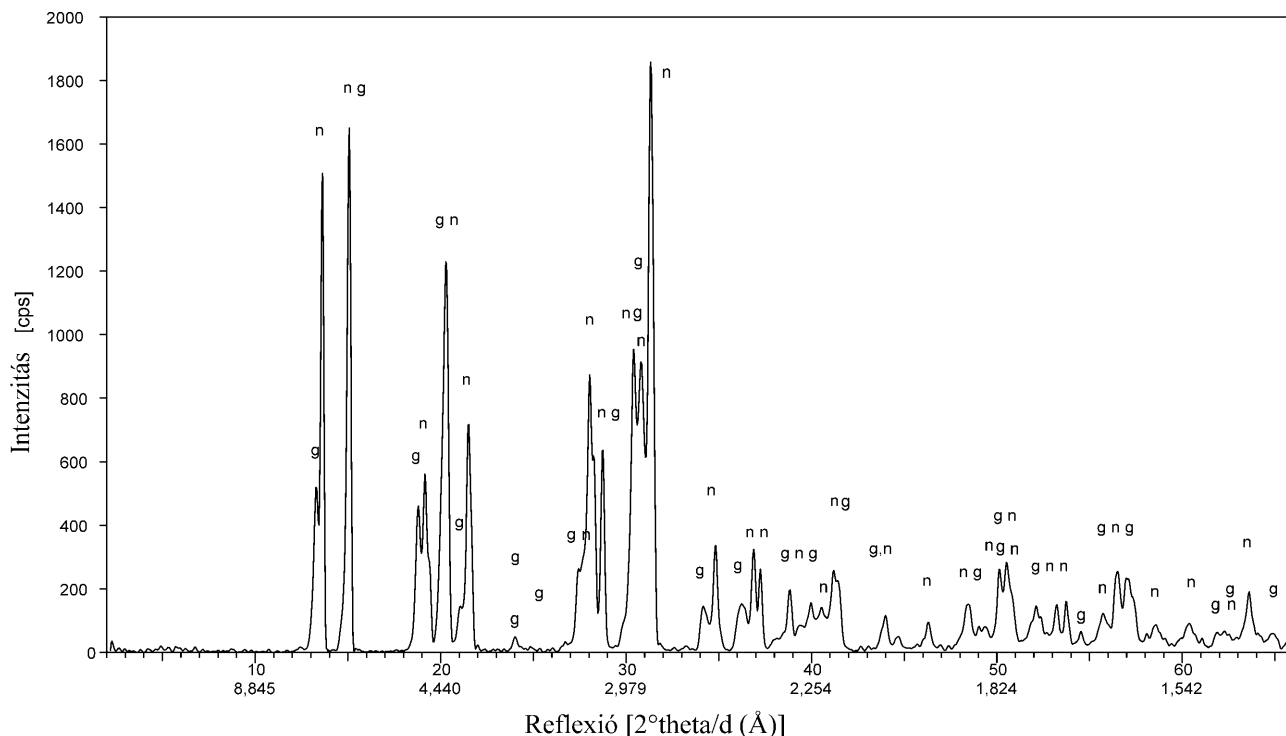
2. táblázat. Tisztán nátroilitből álló minta röntgendiffrakciós adatai

Table 2. X-ray diffraction data of a pure natrolite sample

Uzsa U-142.			Nátroilit, JCPDS 20-0759								
$2^\circ\Theta$	d[Å]	I(rel)	d[Å]	I(rel)	hkl						
13,58	6,519	45	6,550	60	220	38,79	2,322	14	2,320	2	080
15,05	5,887	47	5,890	85	111	39,37	2,289	8	2,290	4	800
19,10	4,647	22	4,660	25	040	39,92	2,259	10	2,260	6	062
19,37	4,582	22	4,580	16	400	40,24	2,241	7	2,230	4	820
20,30	4,374	55	4,350	70	311	41,17	2,193	19	2,200	20	262
21,45	4,142	33	4,150	35	240	41,46	2,178	24	2,180	16	622
21,64	4,107	26	4,100	6	420	44,02	2,057	8	2,060	6	313
24,55	3,627	5	3,630	2	331	46,25	1,963	6	1,962	4	191
27,33	3,264	10	3,270	4	440	46,95	1,935	2	1,932	2	911
27,98	3,189	46	3,190	45	151	48,49	1,878	10	1,876	8	513
28,27	3,157	51	3,160	50	511	50,00	1,824	9	1,825	4	2100
28,75	3,105	31	3,110	25	022	50,58	1,805	21	1,798	20	771
30,38	2,943	39	2,940	35	222	52,11	1,755	8	1,753	6	482
			2,870	80	351	52,52	1,742	7	1,739	6	591
31,30	2,858	100	2,850	100	531	53,14	1,724	16	1,723	10	4100
34,83	2,576	21	2,570	20	422	53,76	1,705	13	1,703	8	1040
36,80	2,443	25	2,440	16	171	54,54	1,683	6	1,680	4	553
37,27	2,413	23	2,410	16	711	55,74	1,649	8	1,646	6	
						56,39	1,632	13	1,632	10	1111
						56,77	1,622	11	1,622	10	102
						57,24	1,609	11	1,601	8	224

$2^\circ\Theta$ = a reflexió helyzete 2° theta-ban; d [Å] = a reflexió helyzete Å-ben; I(rel) = 100-ra átszámolt relatív intenzitás; hkl = a reflexióhoz tartozó lapindex.

$2^\circ\Theta$ = position of reflection in 2° theta; d [Å] = position of reflection in Å; I(rel) = relative intensity recalculated to 100; hkl = crystal face belonging to reflection.



3. ábra. Uralkodóan nátroilitből és alárendelten gonnarditból álló minta röntgendiffraktogramja (2637. minta, Uzsa)

Nátroilit (n) és gonnardit (g)

Figure 3. X-ray powder diffraction pattern of a sample with dominant natrolite and subordinated gonnardite (sample 2637, Uzsa)

Natrolite (n) and gonnardite (g)

3. táblázat. Uralkodóan nátrólitból és alárendelten gonnarditból álló minta röntgendiffrakciós adatai

Table 3. X-ray diffraction data of a sample with dominant natrolite and subordinated gonnardite

2637. minta (Uzsa)			Nátrólit, JCPDS 20-0759			Gonnardit, JCPDS 42-1380		
$2^\circ\Theta$	$d[\text{\AA}]$	I(rel)	$d[\text{\AA}]$	I(rel)	hkl	$d[\text{\AA}]$	I(rel)	hkl
13,30	6,657	28				6,642	80	200
13,63	6,499	82	6,550	60	220			
15,07	5,879	89	5,890	85	111	5,898	90	101
18,80	4,721	25				4,698	80	220
19,16	4,633	30	4,660	25	040			
			4,580	16	400			
20,29	4,376	66	4,350	70	311	4,409	90	211
21,08	4,214	8				4,199	20	310
21,48	4,137	39	4,150	35	240			
			4,100	6	420			
24,02	3,705	3	3,630	2	331	3,678	10	301
26,73	3,335	2				3,324	10	400
27,46	3,248	14	3,270	4	440	3,219	70	321
28,04	3,182	47	3,190	45	151			
28,24	3,160	33	3,160	50	511			
28,74	3,106	34	3,110	25	022	3,110	40	112
30,42	2,939	51	2,940	35	222	2,954	50	420
30,81	2,902	49	2,870	80	351	2,897	100	411
31,33	2,855	100	2,850	100	531			
34,17	2,624	8				2,599	40	510
34,82	2,576	18	2,570	20	422			
36,24	2,479	8				2,466	50	431
36,88	2,437	17	2,440	16	171			
37,24	2,415	14	2,410	16	711			
38,14	2,360	2				2,350	5	440
38,83	2,319	11	2,320	2	080	2,311	5	521

Jelmagyarázat a 2. táblázat alatt

For captions, see Table 2

39,40	2,287	5	2,290	4	800	2,271	20	530
39,97	2,256	8	2,260	6	062			
40,54	2,225	8	2,230	4	820	2,212	50	600
41,20	2,191	14	2,200	20	262			
41,40	2,181	12	2,180	16	622			
			2,080	2	480			
43,99	2,059	6	2,060	6	313	2,063	20	611
46,30	1,961	5	1,962	4	191	1,972	10	541
			1,932	2	911			
48,48	1,878	8	1,876	8	513	1,884	20	631
49,03	1,858	4				1,845	10	640
50,12	1,820	14	1,825	4	2100	1,817	30	701
50,53	1,806	15	1,798	20	771			
52,12	1,755	8	1,753	6	482	1,771	10	622
52,34	1,748	6	1,739	6	591	1,749	20	721
53,23	1,721	8	1,723	10	4100			
53,74	1,706	9	1,703	8	1040	1,694	10	503
54,53	1,683	4	1,680	4	553			
55,73	1,650	7	1,646	6		1,648	30	800
56,50	1,629	14	1,632	10	1111	1,634	20	712
56,96	1,617	13	1,622	10	102			
57,12	1,613	12				1,604	20	820
58,56	1,576	5	1,574	4				
60,40	1,533	5	1,529	8				
61,06	1,518	2	1,511	2				
61,88	1,499	3	1,500	2				
62,28	1,491	4	1,484	2				
63,60	1,463	10	1,462	16				

mintában pedig nyomokban phillipsitet azonosítottunk. A nátrólit azonosításakor felmerül a „tetranátrólitól” való elkülönítés. A „tetranátrólit” diffrakciós adatai lényegében csak abban különböznek a nátrólitétól, hogy csúcsokban szegényebbek (l. 2. és 4. táblázat) a rendezetlenebb szerkezet következtében. Pl. csak a nátrólitnál jelennek meg a következő csúcsok: 4,580 \square 3,160 \square 2,410 \square és 2,230 \square . Ahol ezek a reflexiók megjelentek, nátrólitot határoztunk meg. A tisztán nátrólitnak minősített mintákat az EDX-mérések is megerősítették (l. később).

A többi mintában a röntgenfelvételeken a sok nátrólit mellett kevés gonnardit (3. ábra; 3. táblázat) vagy thomsonit, kis vagy nyomnyi mennyiségben paranátrólit, phillipsit és analcím jelent meg. A nátrólit és a gonnardit reflexióinak nagy része olyan közel van egymáshoz, hogy nem választható külön. Van azonban néhány olyan hely (pl. 6,642 \square 4,698 \square 4,199 \square 2,599 \square és 2,466 \square a gonnarditnál, és 6,550 \square 4,660 \square 4,150 \square 2,570 \square és 2,440-2,410 \square a nátrólitnál), ahol a két ásvány világosan elválik egymástól. Ez a rokon szerkezetet, de az eltérő szimmetriarendszer és az eléggé eltérő összetétel hatását is

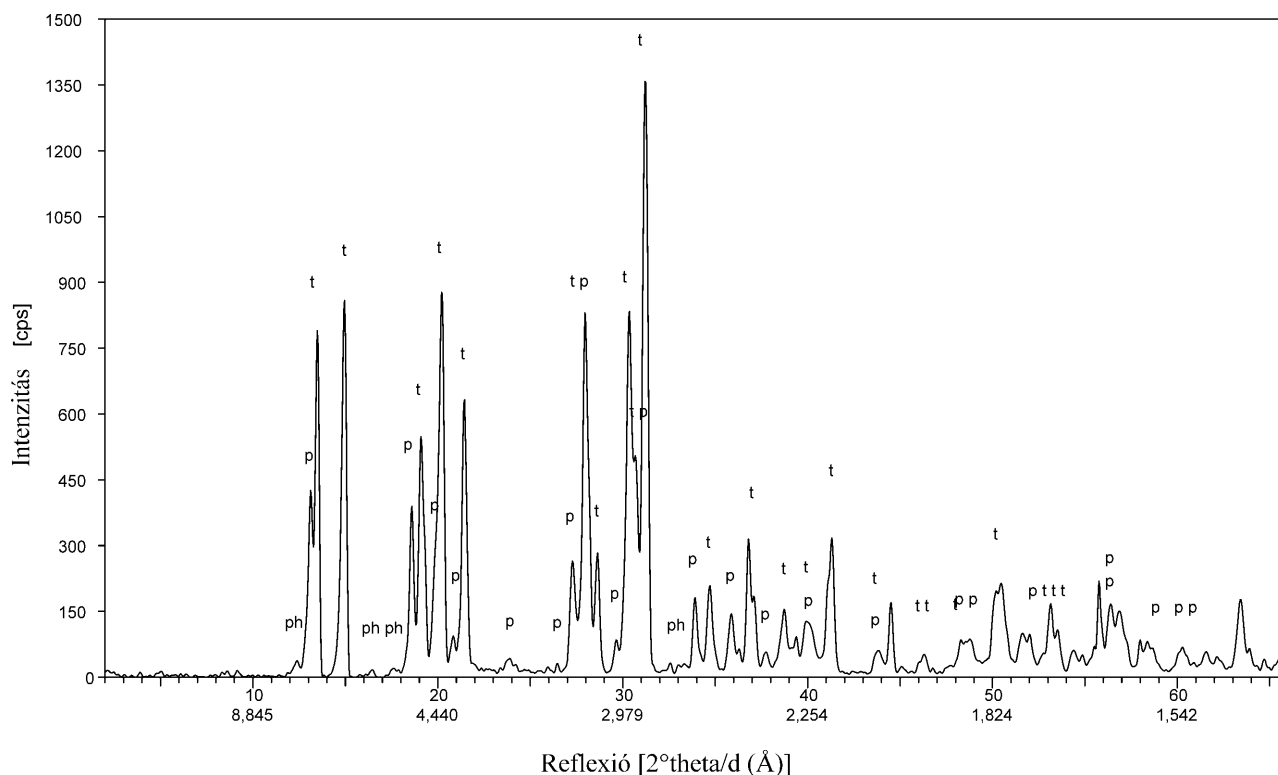
mutatja. Mindkét ásványnak hasonlóan éles és sok reflexiója van.

A gonnarditot is tartalmazó mintáknál már bizonytalanabb, hogy nátrólit vagy „tetranátrólit” a fő kíséző ásvány, mert itt csak a 3,160 \square és 2,140 \square -ös csúcsok megjelenése utal biztosan a nátrólitra. A többi említett csúcs vagy nem jelenik meg, vagy gonnardit is lehet. Az alábbiakban bemutatott 2637. mintában (Uzsa) EDX-vizsgálatok alapján a tük felső része nátrólit, alsó része gonnardit.

Uralkodóan „tetranátrólitot” tartalmazó minták

A vizsgált minták között 18 esetben azonosítottunk „tetranátrólitot”. Mellettük kis mennyiségben nátrólit, paranátrólit, gonnardit, nyomokban analcím, phillipsit és kalcit található. Az 4. ábrán bemutatott röntgendiffrakciós felvételen a „tetranátrólit” mellett nyomokban gonnardit (g; 3,26 és 3,69 \square) jelenik meg (4. táblázat).

A „tetranátrólit” mellett nagyobb mennyiségben vízben gazdagabb nátrólitot (paranátrólitot) azonosítottunk a H 158/1. mintában (Hermántó). A paranátrólit vonalai jelen-



5. ábra. Kevés paranátrólitot és phillipsitet tartalmazó „tetranátrólit”-minta röntgendiffraktogramja (H 158/1. minta, Hermántó)
„Tetranátrólit” (t), paranátrólit (p) és phillipsit (ph)

Figure 5. X-ray powder diffraction pattern of a “tetranátrólit” sample with some paranátrólit and phillipsite (sample H 158/1, Hermántó)
“Tetranátrólit” (t), paranátrólit (p) and phillipsite (ph)

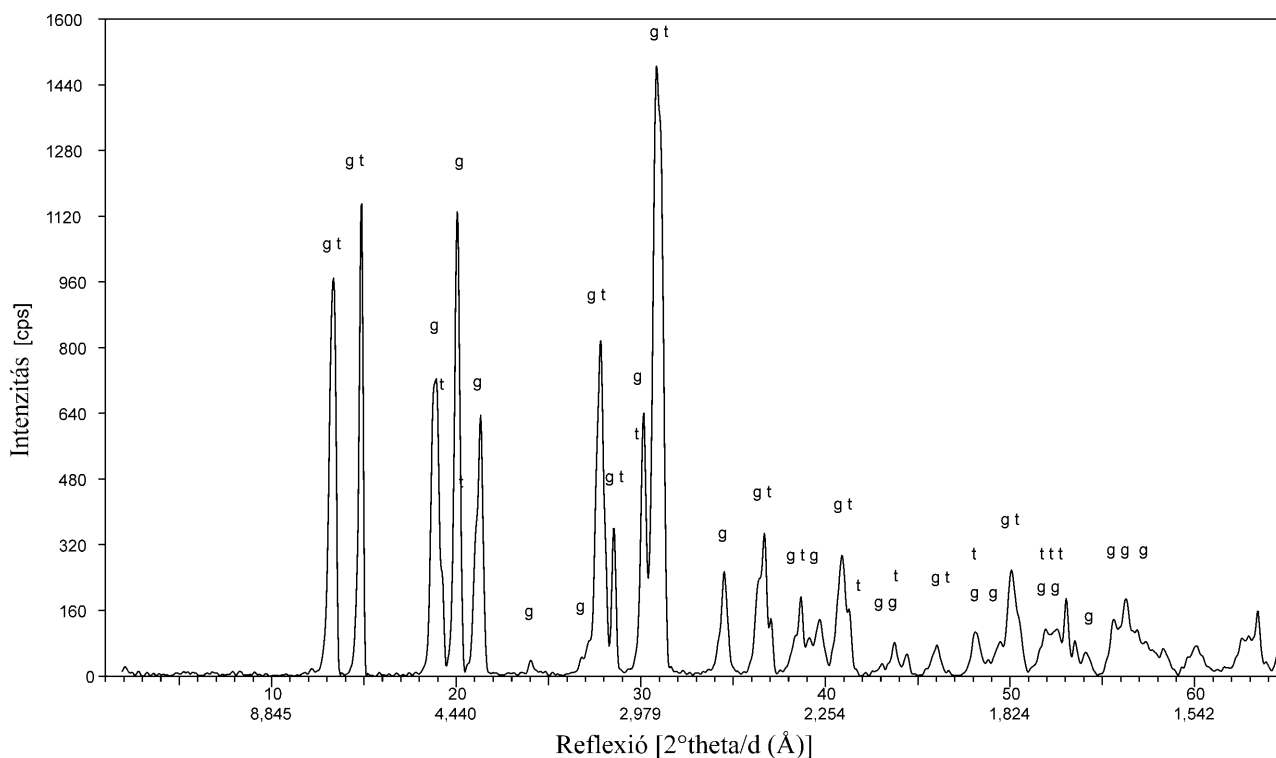
5. táblázat. Kevés paranátrólitot és phillipsitet tartalmazó „tetranátrólit” minta röntgendiffrakciós adatai

Table 5. X-ray diffraction data of a “tetranátrólit” sample with some paranátrólit and phillipsite

H 158/1. minta (Hermántó)			„Tetranátrólit” JCPDS 33-1205			Paranátrólit JCPDS 42-1386		
2°Θ	d[Å]	I(rel)	d[Å]	I(rel)	hkl	d[Å]	I(rel)	hkl
13,13	6,744	32				6,750	100	220
13,49	6,566	59	6,549	50	200			
						5,960	20	111
14,95	5,927	64	5,912	40	101	5,900	15	
						4,790	30	040
18,59	4,773	29				4,740	30	400
19,09	4,648	41	4,635	40	220			
						4,490	20	131
20,24	4,388	65	4,387	50	211	4,440	15	311
20,84	4,263	7				4,270	10	240
21,43	4,147	47	4,143	40	310			
23,92	3,720	3				3,750	2	331
26,46	3,369	2				3,370	1	440
27,29	3,268	20				3,270	20	151
27,97	3,190	62	3,189	50	321	3,200	8	060
						3,140	3	600
28,63	3,118	21	3,120	10	112			
29,65	3,013	6				3,000	10	620
30,35	2,945	62	2,960	20	202	2,950	70	222
30,66	2,916	37	2,926	10	420	2,920	40	531
31,22	2,865	100	2,867	100	411	2,900	50	
33,91	2,644	13				2,640	30	640
34,71	2,585	15				2,588	10	312
35,87	2,503	11						2,510
36,29	2,476	5						2,462
36,81	2,442	23				2,438	40	431
37,75	2,383	4						2,394
38,73	2,325	11				2,329	10	402
39,38	2,288	7				2,312	5	440
39,88	2,261	9				2,256	10	332
41,31	2,186	24				2,195	30	422
						2,183	10	600
43,82	2,066	4				2,070	10	213
44,50	2,036	13						2,079
46,04	1,971	3						2,013
46,29	1,961	4				1,973	5	303
48,30	1,885	6				1,954	5	541
48,77	1,867	6				1,887	10	323
50,21	1,817	15						1,878
50,47	1,808	16						1,861
51,60	1,771	7				1,816	40	640
52,01	1,758	7				1,800	10	701
52,78	1,735	4						1,802
53,15	1,723	12						1,776
						1,757	10	622
								1,764
						1,737	10	721
						1,721	40	730

Jelmagyarázat a 2. táblázat alatt

For captions, see Table 2



6. ábra. „Tetranátrolitot” és gonnarditot tartalmazó minta röntgendiffraktogramja (2617. minta, Haláp)
„Tetranátrolit” (t) és gonnardit (g)

Figure 6. X-ray powder diffraction pattern of “tetranatrolite” and gonnardite (sample 2617, Haláp)
“Tetranatrolite” (t) and gonnardite (g)

6. táblázat. „Tetranátrolitot” és gonnarditot tartalmazó minta röntgendiffrakciós adatai

Table 6. X-ray diffraction data of a sample with dominant “tetranatrolite” and gonnardite

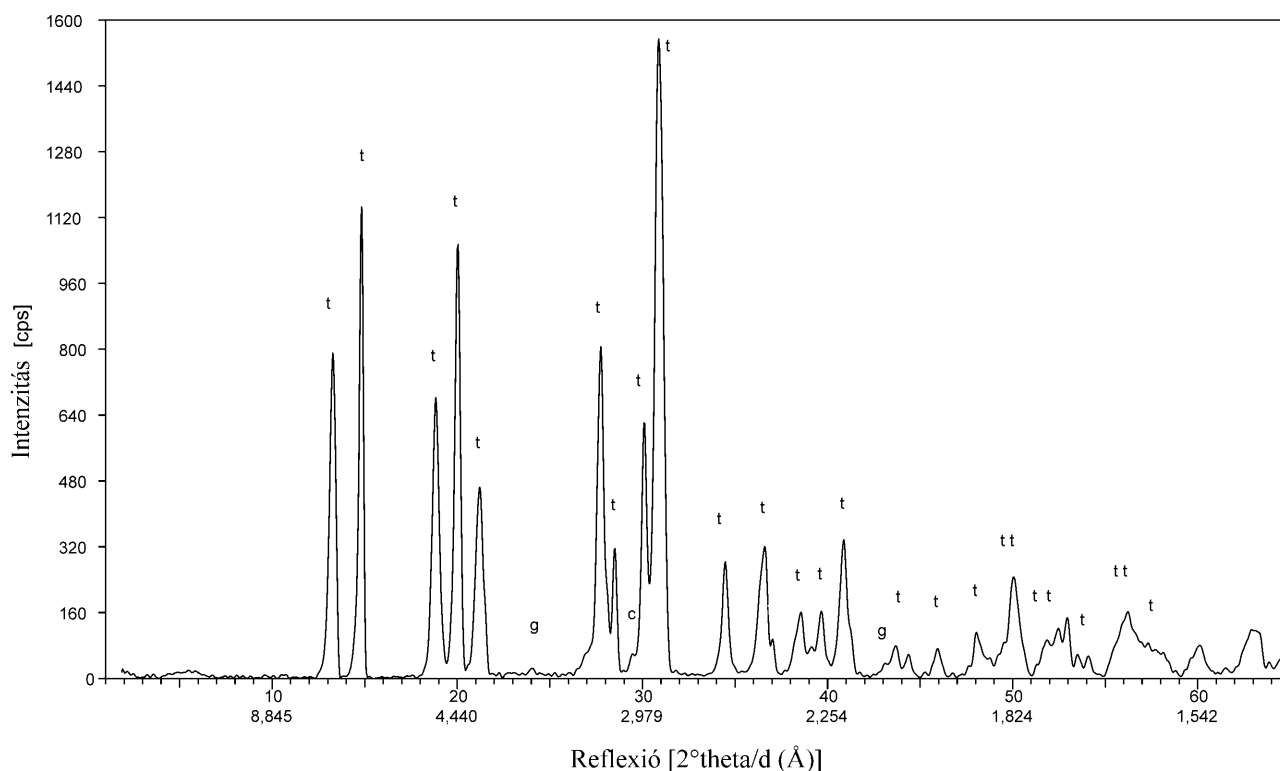
2617. minta (Haláp)			„Tetranátrolit” JCPDS 33-1205			Gonnardit JCPDS 42-1380			37,03	2,428	9	2,438	40	431			
2°Θ	d[Å]	I(rel)	d[Å]	I(rel)	hkl	d[Å]	I(rel)	hkl	38,67	2,329	13	2,329	10	402	2,350	5	440
13,34	6,637	65	6,549	50	200	6,642	80	200	39,13	2,302	6	2,312	5	440	2,311	5	521
14,86	5,962	77	5,912	40	101	5,898	90	101	39,68	2,271	9	2,256	10	332	2,271	20	530
18,92	4,691	49				4,698	80	220	40,89	2,207	20	2,195	30	422	2,212	50	600
19,24	4,613	17	4,635	40	220				41,28	2,187	11	2,183	10	600			
20,06	4,428	76	4,387	50	211	4,409	90	211	43,73	2,070	6	2,070	10	213	2,063	20	611
21,31	4,169	43	4,143	40	310	4,199	20	310	46,04	1,972	5	1,973	5	303	1,972	10	541
24,04	3,702	3				3,678	10	301				1,954	5	541			
26,81	3,325	3				3,324	10	400	48,13	1,891	7	1,887	10	323	1,884	20	631
27,84	3,205	55	3,189	50	321	3,219	70	321	49,48	1,842	6				1,845	10	640
28,54	3,128	24	3,120	10	112	3,110	40	112	50,08	1,821	17	1,816	40	640	1,817	30	701
30,15	2,965	43	2,960	20	202	2,954	50	420	51,94	1,761	8	1,757	10	622	1,771	10	622
30,48	2,933	21	2,926	10	420				52,54	1,742	8	1,737	10	721	1,749	20	721
30,86	2,898	100				2,897	100	411	53,04	1,726	13	1,721	40	730			
31,03	2,882	91	2,867	100	411				54,10	1,695	4				1,694	10	503
34,52	2,599	17	2,588	10	312	2,599	40	510	55,60	1,653	9				1,648	30	800
36,37	2,471	16				2,466	50	431	56,28	1,635	13				1,634	20	712
36,68	2,450	23							57,35	1,607	6				1,604	20	820

Jelmagyarázat a 2. táblázat alatt

For captions, see Table 2

hogy a gonnardit, „tetranátrólit”-Ca és a „tetranátrólit” röntgenvonalai közel vannak egymáshoz. Ezek között köztes helyet foglal el a „tetranátrólit”-Ca, így elkülönítése mindkét másik fázistól bizonytalan, mégis a

2627. minta esetében a mért d-értékek a „tetranátrólit”-Ca-hoz álltak a legközelebb. A röntgenfelvételen mellette kis mennyiségben kalcit (3,03 □) jelenik meg (7. ábra; 7. táblázat).



7. ábra. Uralkodóan „tetranátrólit”-Ca-ot és alárendelten kalcitot tartalmazó minta röntgendiffraktogramja (2627. minta, Haláp)
„Tetranátrólit”-Ca (g) és kalcit (c)

Figure 7. X-ray powder diffraction pattern of a sample with dominant “tetranatrolite”-Ca and subordinated calcite (sample 2627, Haláp)
“Tetranatrolite”-Ca (g) and calcite (c)

7. táblázat. Uralkodóan „tetranátrólit”-Ca-ot és alárendelten kalcitot tartalmazó minta röntgendiffrakciós adatai

Table 7. X-ray diffraction data of the sample with dominant “tetranatrolite”-Ca and subordinated calcite

2627. minta Haláp			„Tetranátrólit”-Ca JCPDS 42-1381		
2°Θ	d[Å]	I(rel)	d[Å]	I(rel)	hkl
13,28	6,667	52	6,622	60	200
14,83	5,952	78	5,898	90	101
18,84	4,711	45	4,685	60	220
20,03	4,434	69	4,409	80	211
21,22	4,187	30	4,175	20	310
26,96	3,307	4	3,305	2	400
27,75	3,214	53	3,211	80	321
28,51	3,131	21	3,114	60	112
30,10	2,969	41	2,961	70	420
30,88	2,896	100	2,897	100	411
34,47	2,602	19	2,598	50	510
36,64	2,453	21	2,464	50	431
38,56	2,335	10	2,342	20	440
39,67	2,272	11	2,272	20	530
40,87	2,208	22	2,208	50	600
43,68	2,072	5	2,068	10	611
45,94	1,975	5	1,975	15	541
48,04	1,894	7	1,892	20	631
49,24	1,851	4	1,840	5	640
50,07	1,822	16	1,815	25	701
51,33	1,780	2	1,772	5	622
52,48	1,744	8	1,744	10	721
54,09	1,696	3	1,696	5	503
56,23	1,636	10	1,634	10	523
57,32	1,608	6	1,601	5	820

Jelmagyarázat a 2. táblázat alatt

For captions, see Table 2

8. táblázat. Uralkodóan gonnarditból, alárendelten „tetranátrólitból” és nyomokban szerpentinből és szmektitből álló minta röntgendiffrakciós adatai

Table 8. X-ray diffraction data of the sample with dominant gonnardite and subordinated “tetranatrolite” and traces of serpentine and smectite

16. minta (Bazsi)			Gonnardit JCPDS 42-1380			Nátrólit JCPDS 20-0759			„Tetranátrólit” JCPDS 33-1205		
2°Θ	d[Å]	I(rel)	d[Å]	I(rel)	hkl	d[Å]	I(rel)	hkl	d[Å]	I(rel)	hkl
13,30	6,657	37	6,642	80	200						
13,53	6,546	47				6,550	60	220	6,549	50	200
14,97	5,918	61	5,898	90	101	5,890	85	111	5,912	40	101
18,73	4,737	41	4,698	80	220						
19,07	4,654	31				4,660	25	040	4,635	40	220
						4,580	16	400			
20,11	4,416	52	4,409	90	211	4,390	6	131	4,387	50	211
21,01	4,229	15	4,199	20	310	4,350	70	311			
21,42	4,149	37				4,150	35	240	4,143	40	310
						4,100	6	420			
24,49	3,635	5	3,678	10	301	3,630	2	331			
25,38	3,509	3	3,324	10	400						
27,64	3,228	31	3,219	70	321	3,270	4	440			
27,93	3,195	38				3,190	45	151	3,189	50	321
28,23	3,161	28				3,160	50	511			
28,67	3,114	24	3,110	40	112	3,110	25	022	3,120	10	112
30,27	2,952	48				2,940	35	222	2,960	20	202
30,72	2,910	100	2,897	100	411	2,900	2	620	2,926	10	420
31,23	2,864	84				2,870	80	351	2,867	100	411
						2,850	100	531			
34,08	2,631	15	2,599	40	510						
34,69	2,586	14				2,570	20	422	2,588	10	312
36,23	2,480	18	2,466	50	431						
36,77	2,444	19				2,440	16	171	2,438	40	431
37,22	2,416	12				2,410	16	711			
37,98	2,369	8	2,350	5	440						
38,72	2,325	14	2,311	5	521	2,320	2	080	2,329	10	402
39,39	2,288	8	2,271	20	530	2,290	4	800	2,312	5	440
39,92	2,258	8				2,260	6	062	2,256	10	332
40,65	2,219	13	2,212	50	600	2,230	4	820			
41,10	2,196	14				2,200	20	262	2,195	30	422
41,42	2,180	12				2,180	16	622	2,183	10	600
						2,080	2	480	2,070	10	213
43,96	2,060	6	2,063	20	611	2,060	6	313			
44,72	2,026	14	1,972	10	541	1,996	2				
46,15	1,967	4				1,962	4	191	1,973	5	303
						1,932	2	911			
48,24	1,886	7	1,884	20	631	1,876	8	513	1,887	10	323
49,00	1,859	8	1,845	10	640						
50,01	1,824	13	1,817	30	701	1,825	4	2100	1,816	40	640
50,67	1,802	12				1,798	20	771	1,800	10	701
51,95	1,760	11	1,771	10	622	1,753	6	482	1,757	10	622
52,54	1,742	6	1,749	20	721	1,739	6	591	1,737	10	721
						1,723	10	4100	1,721	40	730
53,67	1,708	6	1,694	10	503	1,703	8	1040			
						1,680	4	553			
55,84	1,647	9	1,648	30	800	1,646	6				
56,45	1,630	11	1,634	20	712	1,632	10	1111			
						1,622	10	0102			
57,18	1,611	10	1,604	20	820	1,601	8	224			
59,67	1,550	4				1,574	4				
						1,529	8				
						1,511	2				
						1,500	2				
62,70	1,482	4				1,484	2				
64,20	1,451	4				1,448	4				

Jelmagyarázat a 2. táblázat alatt

For captions, see Table 2

A „tetranátrólit”-Ca képletét elektronmikroszkopos vizsgálatok alapján NAWAZ (1988) határozta meg: $(\text{Na}_{1,52}\text{Ca}_{0,45})(\text{Si}_{2,59}\text{Al}_{2,39})\text{O}_{10} \cdot 2,46\text{H}_2\text{O}$. A 2627. mintán elvégzett EDX-elemzések a nátrium dominanciája mellett szintén sok kalciumot mutattak ki. Ezek alapján ez az ásvány „tetranátrólit”-Ca-nak minősíthető.

Uralkodóan gonnarditot tartalmazó minta

Korábban (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2007) a 16. mintában (Bazsi) röntgendiffrakciós módszerrel nagy mennyiségben gonnarditot mutattunk ki nátrólit kíséretében. Mostani, részletesebb elemzéseink alapján valószínűbbnek tartjuk a nátrólit helyett a „tetranátrólit” jelenlétét. A „tetranátrólit” és a nátrólit között ugyanis itt a kisebb mennyiség miatt nehéz biztosan különbséget tenni. Mindenesetre a két fázis közül a csak a nátrólitra jellemző csúcsok itt hiányoznak. A mintában néhány százalékban szmektitet és szerpentinásványt is azonosítottunk (8. táblázat; 8. ábra).

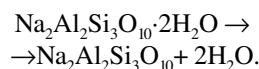
Ezen kívül a fentebb említett uralkodóan nátrólitot (2637. minta, Uzsa) és „tetranátrólitot” (2617. minta, Haláp) tartalmazó mintákban is megjelenik a gonnardit kisebb mennyiségben, mint kísérő ásvány.

A röntgenvizsgálatokat összefoglalva azt mondhatjuk, hogy néhány tiszta és az ideális szerkezetet megközelítő nátrólitot kivéve általában a nátrólit és a gonnardit közé eső összetételű és rendezettségi fokú fázisokat találtunk, melyek adatai az önálló ásványként nem elfogadott „tetranátrólit” és „tetranátrólit”-Ca átmeneti fázisok röntgenadataival egyeznek a legjobban. Egy esetben paranátrólit is megjelent. Mindezek a fázisok eltérő arányban voltak jelen a különböző mintákban.

Termikus vizsgálatok

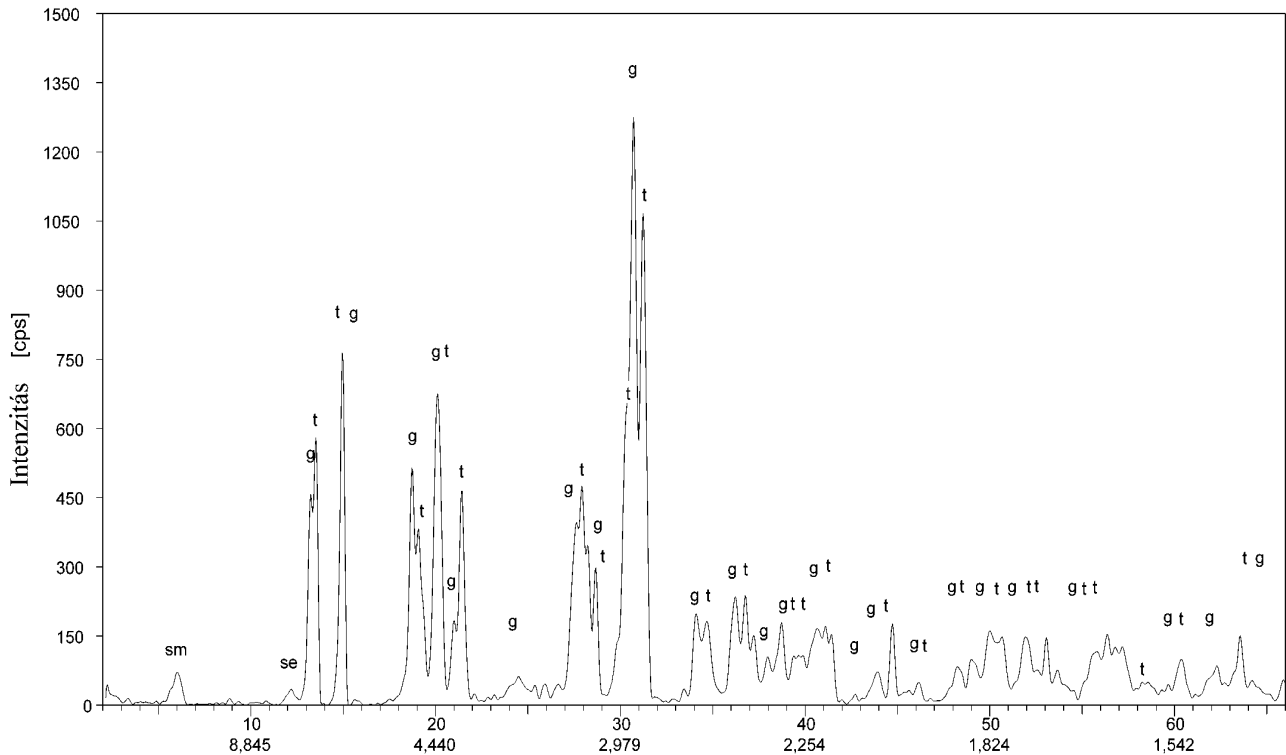
A nátrólit vízének eltávoztása az ásvány termoanalitikai görbéin általában jól definiált, éles endoterm reakció formájában jelentkezik (9. ábra).

A reakció terméke metanátrólit:



A reakció hőmérséklete a különböző publikációkban nagy eltérést mutat (9. táblázat).

A szerzők közül több maga is jelzi az észlelt hőmérsékleti eltéréseket pl. PÉCSI-DONÁTH



8. ábra. Uralkodóan gonnarditból, alárendelten „tetranátrólitból” és nyomokban szerpentinből és szmektitből álló minta röntgendiffraktogramja (16. minta, Bazsi)

Gonnardit (g), „tetranátrólit” (t), szmektit (sm) és szerpentin (se)

Figure 8. X-ray powder diffraction pattern of dominant gonnardite, subordinated “tetranatrolite” and traces of serpentine and smectite (sample 16, Bazsi)

Gonnardite (g), “tetranatrolite” (t), smectite (sm) and serpentine (se)

(1962, 1965), PÉCSINÉ DONÁTH (1963), REEUWIJK VAN (1972), SMYKATZ-KLOSS (1974), PHADKE, APTE (1997) stb. Ugyancsak több szerző említi, hogy a fő csúcs alacsonyabb hőmérsékletű, esetleg mindkét oldalán enyhe endoterm csúcsot észleltek.

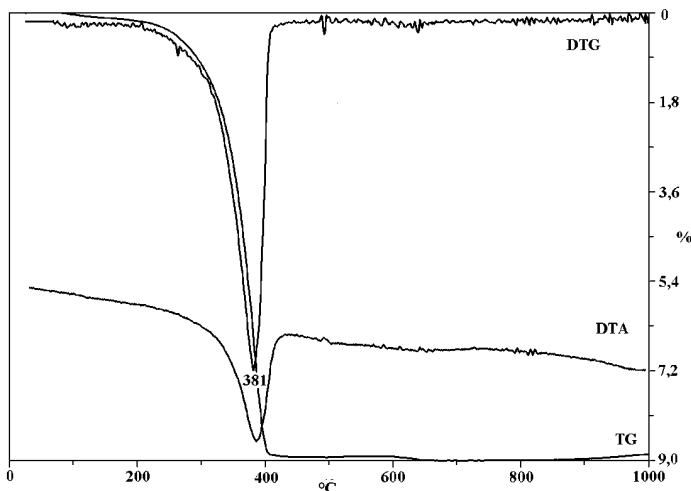
Az irodalmi adatok közlése idején még nem merült fel az, hogy a bomlási reakciók hőmérséklete erősen (logaritmikusan) függ az ásvány mennyiségétől. A különböző

9. táblázat. A nátrólit irodalmi dehidrációs hőmérsékletei

Table 9. Dehydration temperatures of the natrolite according to the literature

Irodalmi hivatkozás	A nátrólit vízvesztési hőmérséklete [°C]		
	200–300	300–400	400–500
KOIZUMI 1953	210		405
PENG 1955			455
PÉCSI-DONÁTH 1962, 1965, PÉCSINÉ DONÁTH 1963		300–350	400
PANYESZ et al. 1967			400–425
BATYIASVILI 1972			440–450
REEUWIJK VAN 1972		350	
BRECK 1973		350	
SMYKATZ-KLOSS 1974		350–370	
IVANOVA et al. 1974		300–420	
JINYING, SHAOYING 1984		388	
GOTTARDI, GALLI 1985		330	
ÜLLRICH et al. 1987	255	380	425–480
PHADKE, APTE 1997 (német minta)		360	
PHADKE, APTE 1997 (indiai minta)		300–310	405–410, 455–460, 470
A vízvesztés mennyisége		2%	6,8%+1%

A vastag betűs kiemelt hőmérsékleti adatok a fő vízvesztési reakciót jelzik
Mean dehydration peaks in bold



9. ábra. A 2581. minta (Gulács) termoanalitikai görbéi

Figure 9. Thermoanalytical curves of sample 2581 (Gulács)

mennyiségű ásvány hőmérsékleti adatainak összehasonlíthatósága céljából vizsgálataink során a „korrigált bomlási hőmérsékletet” használtuk (FÖLDVÁRI 1999), azaz a mért hőmérsékleti adatokat azonos mennyiségű (18 mg) bomlástermékekre vonatkozóan átszámoltuk. Az alkalmazott módszerhez kalibráló görbét készítettünk a 2580. minta (Gulács) különböző beméréseiből (10. ábra). 10,8 mg nátrólit 320 °C-os, 94 mg nátrólit 367 °C-os csúcs-

hőmérséklettel jelentkezett. A görbéről leolvasható, hogy ha 1000 mg-os bemérést használtunk volna, akkor a mért 320, ill. 367 °C-os csúcshőmérsékletek helyett kb. 421 °C-os csúcshőmérsékletet kaptunk volna ugyanerről a mintáról.

A legtöbb publikációból nem derül ki, hogy a vizsgálati adat milyen mennyiségű minta alapján született. Azon cikkek adataira vonatkozóan, amelyekben szerepelt a vizsgált minták mennyisége, illusztrációul a 10. táblázatban megadjuk az általunk kiszámolt korrigált bomlási hőmérsékletet is. A táblázatból látható, hogy a korrekció után a bomlási hőmérsékletek lényegesen közelebb kerültek egymáshoz.

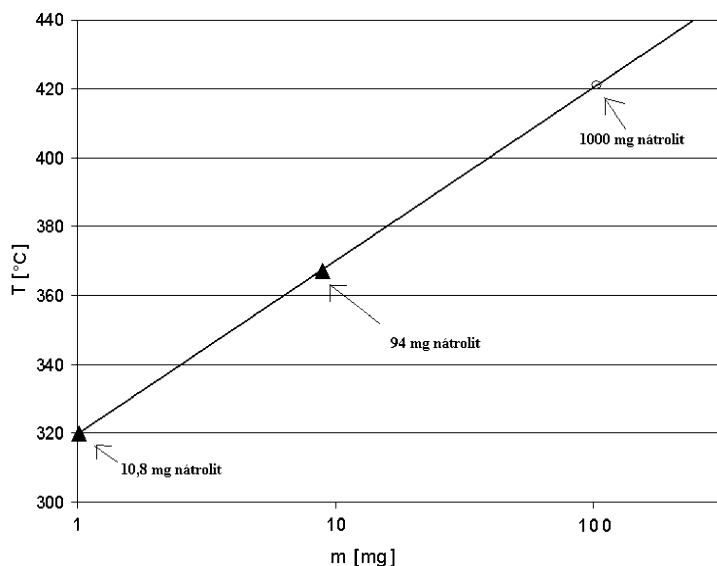
A fentiekkel egyező módszerrel végeztük el az összes nátrólitminta termoanalitikai vizsgálatát. A minták összehasonlítására a mért bomlási hőmérsékletek helyett a korrigált bomlási hőmérsékleteket vettük figyelembe. A folyamat jellemzésére a termikus reakció aktiválási energiájának értékét is felhasználtuk. Készülékünk szoftverében az aktiválási energia számolása ARNOLD et al. (1987) szerint történt.

A 11. ábrán mintáinkat a korrigált bomlási hőmérséklet és az aktiválási energia érték alapján jellemezzük. Az ábrából kitűnik, hogy a többi módszerrel is teljesen tiszta nátrólitnak minősült minták a bomlási hőmérséklet, ill. aktiválási energia szempontjából magas értékűek. A magasabb bomlási hőmérséklet és a magasabb aktiválási energia egyaránt a rendezettebb szerkezet jelzője. A röntgendiffrakcióval uralkodóan „tetranátrólitnak” és a gonnarditnak minősített minta termikus értékei az alacsony tartományban helyezkednek el (2620. [Haláp], 2627. [Haláp] és 2588/1. [Gulács]). Néhány olyan minta azonban, amelyik a röntgenvizsgálat szerint uralkodóan nátrólitból áll, de kísérőként „tetranátrólitot”, paránátrólitot és gonnarditot tartalmaz, termikus értékei szerint a „tetranátrólitok” tartományába esik. Az ábrán jelzett U 142. és 2581. nátrólit, valamint a 2620., 2627. és 2588/1. „tetranátrólit” mintákról infravörös spektroszkópiás felvétel készült. Az U 142., 2620., 2627., 2588/1. és 2578. mintákból Na/Ca arányt számoltunk (l. később).

A 11. ábrán látható különbségek nem jelennek meg lelőhely szerinti elkülönülést. Általában egyazon lelőhelyen belül nátrólitnak és „tetranátrólitnak” minősíthető minták egyaránt előfordultak (12. ábra).

Ezt támasztja alá ALBERTI et al. (1995) munkája is, amely szerint a Si/Al arányon alapuló „rendezettségi koeficiens” az uzsai nátrólitmintákban különböző.

Az uralkodóan „tetranátrólitot” tartalmazó mintákon általánosan jelentkezik a fő csúcs előtti



10. ábra. Nátrólit mennyiség-dehidráció hőmérsékleti kalibráló görbéje (2580. minta, Gulács)

A diagramon belül a bemért mennyiségek vannak megadva, a vízszintes tengelyen a bomlástermék 10-es alapú logaritmus, $\lg(mg)$. T = hőmérséklet, m = bomlástermékek mennyisége

Figure 10. Quantity-dehydration temperature calibration curve of natrolite (2580. minta, Gulács)

In the diagram the quantities of the total sample, on the horizontal axis the quantities of the decomposition products in natural logarithm $\lg(mg)$ are given. T = temperature, m = quantity of decomposition products

10. táblázat. Az irodalomban szereplő minták mért és korrigált bomlási hőmérsékletek adatai

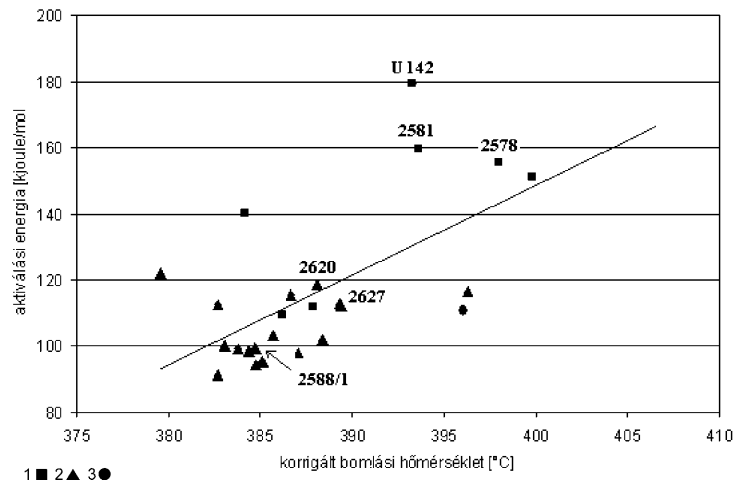
Table 10. Measured and corrected decomposition temperatures of the samples in the literature

Szerző	Lelőhely	Mért hőmérséklet	Korrigált hőmérséklet
SMYKATZ-KLOSS 1974	ismeretlen	350	361,8
SMYKATZ-KLOSS 1974	Kirchberg, Németország	370	396,9
ULLRICH et al. 1987	Hammerunterwiesenthal, Németország	425	386,3
ULLRICH et al. 1987	Sontra, Németország	460	421,3
ULLRICH et al. 1987	Puy de Marmant, Franciaország	480	441,3
ULLRICH et al. 1987	Fassa-völgy, Olaszország	450	411,3
PHADKE, APTE 1997	Hammerunterwiesenthal, Németország	360	356,6
PHADKE, APTE 1997	Malad, India	405	401,6
PHADKE, APTE 1997	Malad, India	410	391,4

11. ábra. A vizsgált minták korrigált bomlási hőmérséklet – aktiválási energia összefüggései

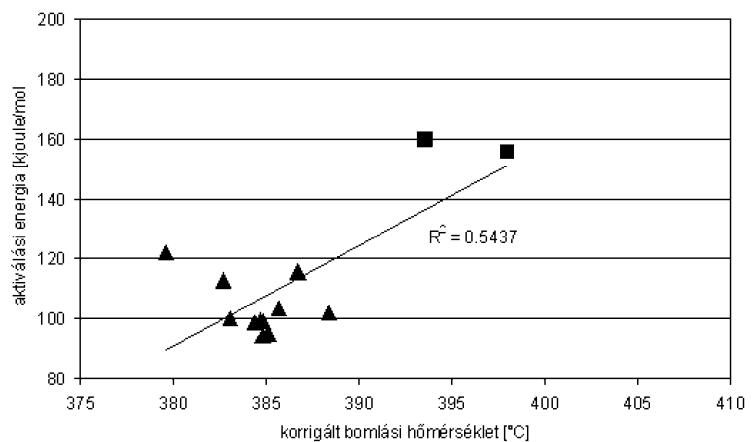
A diagramon a röntgenvizsgálat szerint uralkodó mennyiségben lévő ásványt tüntettük fel. 1 – nátrólit; 2 – „tetranátrólit”; 3 – gonnardit

Figure 11. Corrected decomposition temperature versus activation energy distribution of the investigated samples
In the plot the dominant minerals are given from the X-ray diffraction analysis. 1 – natrolite; 2 – “tetranatrolite”; 3 – gonnardite



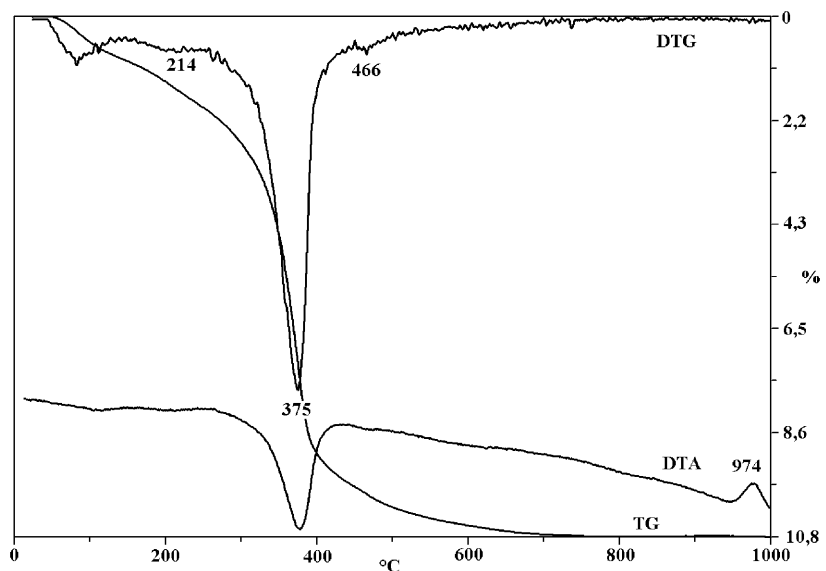
12. ábra. A gulácsi minták korrigált bomlási hőmérséklet – aktiválási energia összefüggései
Jelmagyarázat a 11. ábrán

Figure 12. Corrected decomposition temperature versus activation energy of the samples from Gulács
For captions, see Figure 11



13. ábra. Az Iszn 1. (Haláp) uralkodóan „tetranátrólit” minta termoanalitikai görbéi

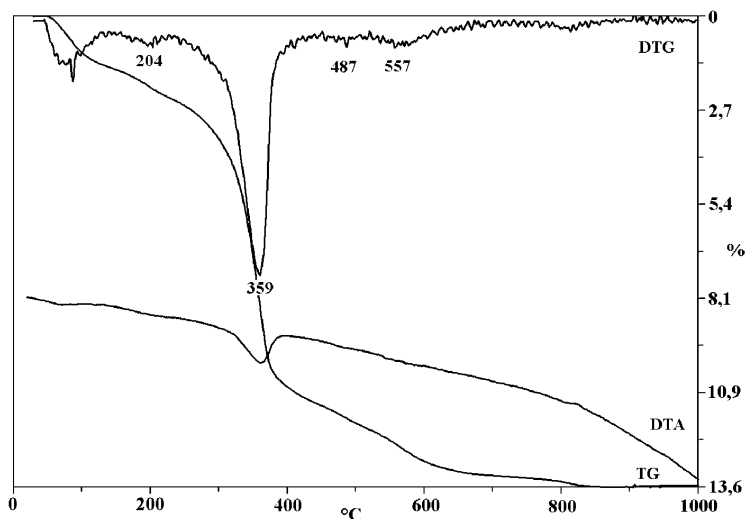
Figure 13. Thermoanalytical curves of sample Iszn-1 (Haláp) with dominant “tetranatrolite”



és az azt követő, enyhe tömegvesztéssel járó endoterm reakció (13. ábra). További megfigyelés, hogy a magas hőmérsékletű exoterm reakció, mely a nefelinné való átkristályosodást jelzi, a tiszta nátrólit 1000 °C-ig felvett DTA-görbéin nem mutatkozik. Ennek valószínűleg az az

oka, hogy 1000 °C-nál magasabb hőmérsékleten történik az átalakulás. A „tetranátrólit” minták esetében viszont az exoterm reakció a 900–1000 °C közötti tartományban jelentkezik.

Az egyik minta uralkodóan gonnardit tartalmú. Ennek a



14. ábra. A 16. minta (Bazsi) termoanalitikai görbéi
Figure 14. Thermoanalytical curves of sample 16 (Bazsi)

11. táblázat. A gonnardit irodalmi dehidrációs hőmérsékletei

Table 11. Dehydration temperatures of the gonnardite according to the literature

Irodalmi hivatkozás	A gonnardit vízvesztési hőmérséklete [°C]			
PÉCSI-DONÁTH, SIMÓ 1966	140	250	380	
REEUWIJ VAN 1972	75	220	420, 450	
IVANOVA et al. 1974		200–300	320–450	500–600

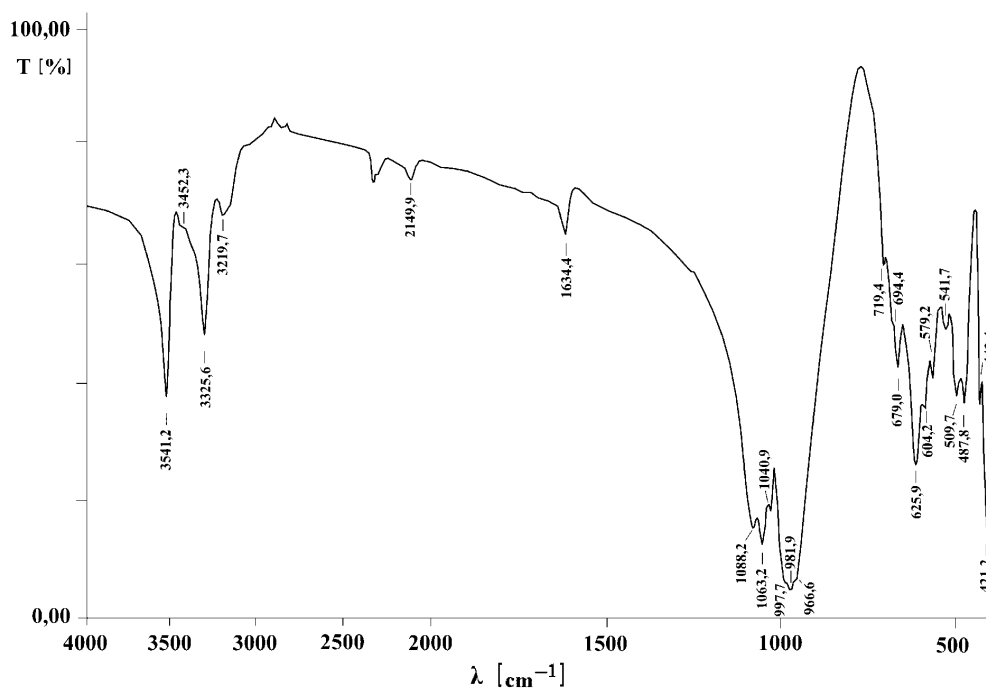
A vastag betűvel kiemelt hőmérsékleti adatok a fő vízvesztési reakciót jelzik.
Mean dehydration peaks in bold.

termoanalitikai görbéjén az elő- és utócsúcs még kifejezettebb (14. ábra). Az irodalomban található termikus adatok szintén többlépcsős vízvesztést jeleznek (11. táblázat).

Infravörös spektroszkópiás vizsgálatok

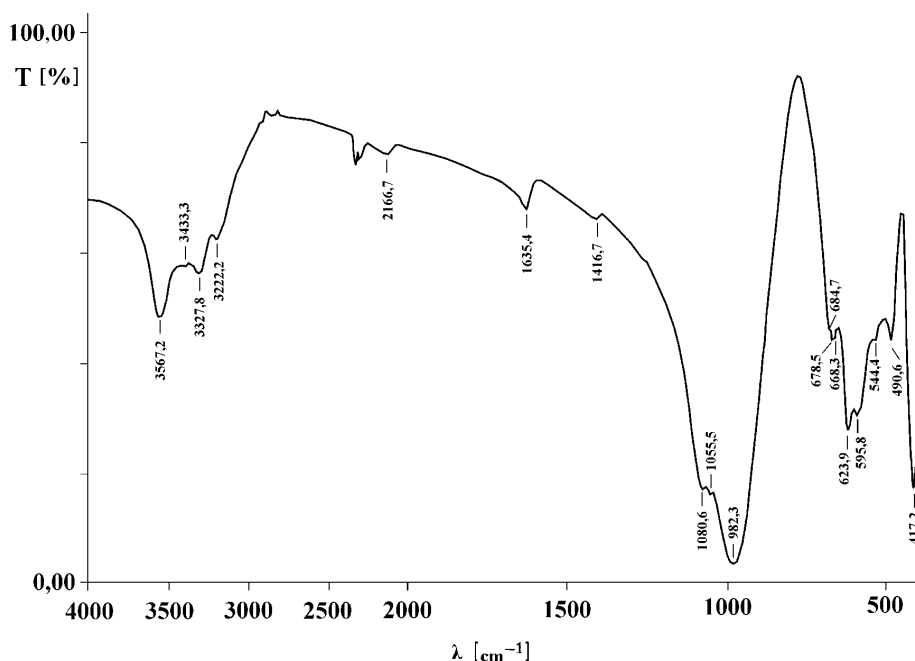
A nátrólit és a „tetranátrólit” irodalmi infravörös spektrumai jól jelzik a két ásvány közti különbséget (PÉCSI-DONÁTH 1965, 1968, CHEN, CHAO 1980, ALBERTI et al. 1982a, 1982b, GOTTARDI, GALLI 1985 és NAWAZ 1988). A nátrólit esetében mind a víz-OH vegyértékrezgési tartománya (3600–3200 cm^{-1}), mind a szilikátváz (Si,Al)-O vegyértékrezgési tartománya (1100–900 cm^{-1}) jól felbontott, míg a „tetranátrólit” spektrumán a sávok az említett tartományokban összerosódottak. Hasonló különbség látszik az alacsony hullámszámú tartományban a T-O vegyérték- és deformációs rezgések, ill. a víz librációs sávok tartományában (400–700 cm^{-1}) is.

Infravörös spektroszkópiai vizsgálatra a termoanalitikai paraméterek alapján választottunk mintákat. Két (U 142. és 2581.), a 11. ábra szerint jól rendezett (15. ábra) és három (2620., 2627. és 2588/1.), a gyengén rendezett tartományba tartozó (16. és 17. ábra) minta spektrumát készítettük el. A minták adatait bemutató 12. táblázat szerint bizonyos sávok



15. ábra. A 2581. minta (Gulács) infravörös spektruma
T = transzmisszió; λ = hullámhossz

Figure 15. Infrared spectrum of sample 2581 (Gulács)
T = transmission; λ = wavelength

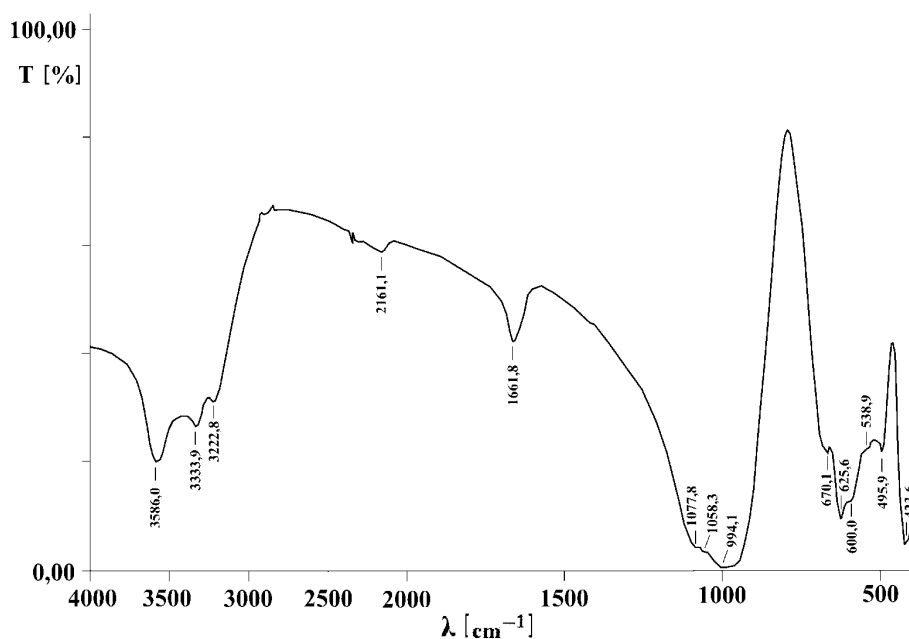


16. ábra. A 2588/1. minta (Gulács) infravörös spektruma

T = transzmisszió; λ = hullámhossz

Figure 16. Infrared spectrum of sample 2588/1 (Gulács)

T = transmission; λ = wavelength



17. ábra. A 2620. minta (Haláp) infravörös spektruma

T = transzmisszió; λ = hullámhossz

Figure 17. Infrared spectrum of sample 2620 (Haláp)

T = transmission; λ = wavelength

eltolódása, eltűnése stb. jelzi a nátrólit és „tetranátrólit” közti különbséget. A táblázatból és az infravörös felvételekről is jól látható, hogy a fő csúcsok előtt vagy után kisebb csúcsok (váll) jelennek meg, melyek több sáv összemosódásából adódhatnak. A sávok eltolódása alap-

ján a Gulácsról gyűjtött 2588/1. minta a „tetranátrólithez” közelebb álló, de átmeneti tulajdonságúnak tűnik. A sávok eltűnése, összeolvadása szempontjából azonban ez a minta is jól beleillik a rendezetlenebb, „tetranátrólit”-csoportba.

12. táblázat. A vizsgált minták infravörös spektroszkópiás adatai (cm⁻¹)
 Table 12. Infrared spectroscopical data (cm⁻¹) of the investigated samples

Minta					Sávok értelmezése	Ásvány
Gulács 2581.	Uzsa U-142	Gulács 2588/1.	Haláp 2627.	Haláp 2620.		
			3586,7	3586,0	víz-OH vegyértékrezgés	„tetranátrólit”
		3567,2			víz-OH vegyértékrezgés	átmenet
3541,2	3545,6				víz-OH vegyértékrezgés	nátrólit
	3466,7*				víz-OH vegyértékrezgés	
3452,3*					víz-OH vegyértékrezgés	
		3433,3*			víz-OH vegyértékrezgés	
			3330,5	3333,9	víz-OH deformációs rezgésfelhangja	„tetranátrólit”
3325,6	3326,0	3327,8			víz-OH deformációs rezgésfelhangja	nátrólit+átmenet
3219,7	3222,2	3222,2	3222,2	3222,8	víz-OH deformációs rezgésfelhangja	
			2172,2		H ₂ O deformációs és librációs felhangja	
		2166,7			H ₂ O deformációs és librációs felhangja	
				2161,1	H ₂ O deformációs és librációs felhangja	
	2155,6				H ₂ O deformációs és librációs felhangja	
2149,9					H ₂ O deformációs és librációs felhangja	
			1661,9	1661,8	víz deformációs rezgés	„tetranátrólit”
1634,4	1634,9	1635,4			víz deformációs rezgés	nátrólit+átmenet
		1416,7	1417,5		C-O vegyértékrezgés	kalcit
1088,2	1088,9				(Si,Al)-O vegyértékrezgés (külső)	nátrólit
		1080,6	1077,8	1077,8	(Si,Al)-O vegyértékrezgés (külső)	„tetranátrólit”
1063,2	1062,3				(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₃)	nátrólit
		1055,6	1054,2	1058,3	(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₃)	„tetranátrólit”
1040,9	1041,7				(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₃)	nátrólit
997,2	998,6				(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₃)	nátrólit
			989,2	994,1	(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₃)	„tetranátrólit”
981,9	982,5	982,3			(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₃)	nátrólit+átmenet
966,6	966,7				(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₃)	nátrólit
719,4	718,1				(Si,Al)-O vegyértékrezgés (v ₄)	nátrólit
694,4*	694,4*					
		684,7*				
679,0	678,8	678,5*				
			675,1		C-O deformációs rezgés	
		668,3		670,1	H ₂ O libráció és (Si,Al)-O vegyértékrezgés	
625,9	625,7	623,9	625,1	625,6	H ₂ O libráció és (Si,Al)-O vegyértékrezgés	
604,2	602,8				H ₂ O libráció és (Si,Al)-O vegyértékrezgés	nátrólit
		595,8	597,2*	600*	H ₂ O libráció és (Si,Al)-O vegyértékrezgés	„tetranátrólit”
579,2	580,0				H ₂ O libráció és (Si,Al)-O vegyértékrezgés	nátrólit
		544,4*			H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	
541,7	541,1				H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	
				538,9*	H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	
509,7	509,7				H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	
					H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	
			499,1	495,9	H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	„tetranátrólit”
		490,6			H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	átmenet
487,8	487,8				H ₂ O libráció és (Si,Al)-O deformációs rezgés	nátrólit
442,4	441,9					nátrólit
421,2	420,9			423,6	(Si,Al)-O deformációs rezgés	
		417,2	418,1		(Si,Al)-O deformációs rezgés	

Betűtípusok — nátrólit; átmenet; „tetranátrólit”; * — váll

Font types — natrolite; transition; „tetranatrolite”; * — shoulder

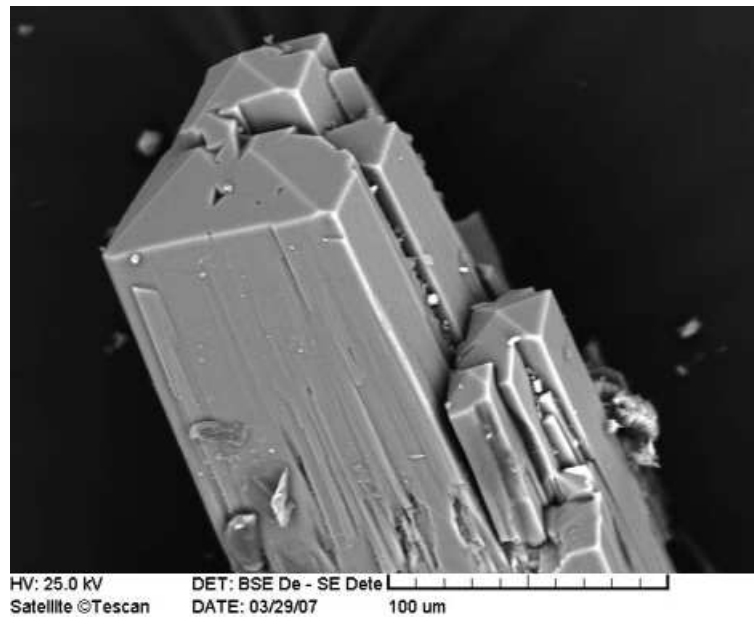
Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatok

Pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálatra a röntgendiffrakciós mérési eredmények alapján választottunk mintákat. E minták mindegyikéről EDX-spektrumot, némelyikéről SEM-felvételt is készítettünk. A nátrólittűk összetételét három ponton mértük: a tű alsó, középső és felső részén. A következőkben a kémiai összetétel szempontjából legérdekesebb minták elemzési adatait közöljük.

Az U 142. minta (18. ábra) kémiai elemzése (19. ábra) a nátrólitokra jellemző összetételt (nagy Na-, nagyon kicsi Ca-tartalom) mutatta. Ez a minta röntgendiffrakciós, termoanalitikai és infravörös vizsgálatok alapján szintén tiszta nátrólitnak bizonyult. Az ehhez hasonló kémiai homogenitást mutató nátrólittűk ritkaságnak számítanak a Balaton-felvidéken.

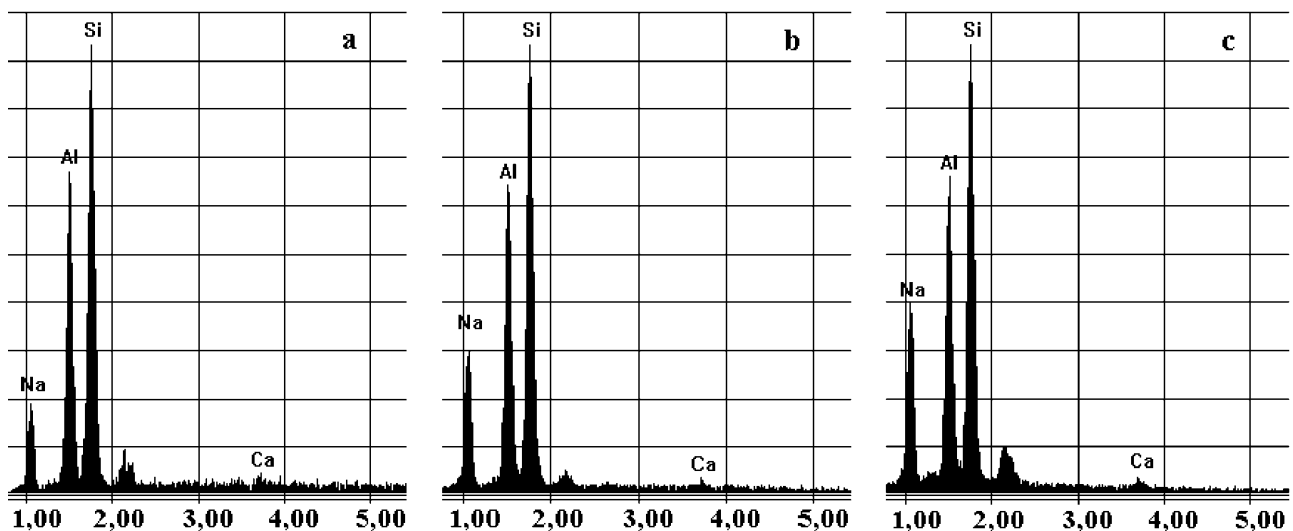
A kémiaiilag inhomogén mintákban egy nátrólittűn belül már jelentős lehet a Ca-tartalom változása. A vizsgálatok során a következő trendeket figyeltük meg.

Az Iszn–1. mintában a tű felső része felé fokozatosan



18. ábra. Nátrólit elektronmikroszkópos képe (U 142. minta, Uzsa)
A 100 µm a teljes beosztásra vonatkozik

Figure 18. SEM micrograph of natrolite (sample U 142, Uzsa)
Full scale represent 100 µm



19. ábra. Az U 142. minta (Uzsa) EDX-spektrumai
a) tű alsó része, b) tű közepe, c) tű felső része. EDX = energiadiszperzív röntgenanalízis

Figure 19. EDX spectra of sample U 142 (Uzsa)
a) lower part of needle, b) middle of needle, c) upper part of needle. EDX = energy dispersive X-ray analysis

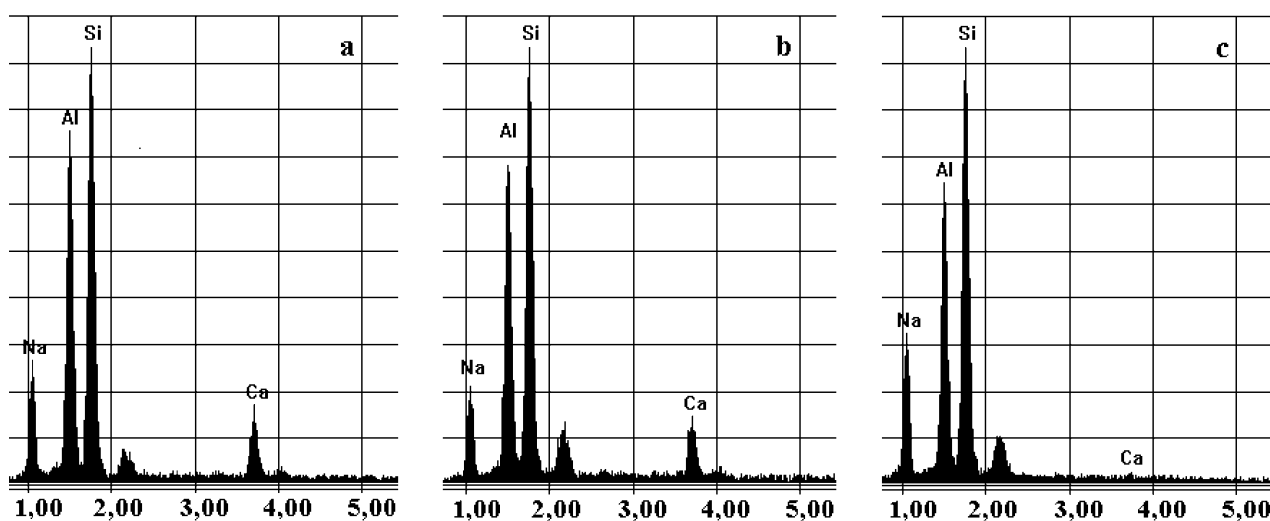
csökkent a Ca-tartalom (20. ábra). A röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján (melyek porított átlagmintából készülnek) a minta uralkodóan „tetranátrólit”-ből áll, mellette kis mennyiségben nátrólitot azonosítottunk. Az EDX-spektrumok alapján megállapítható, hogy a tűk alsó kb. 2/3-a „tetranátrólit”, felső része pedig nátrólit. A legtöbb mintában hasonló tendencia figyelhető meg.

A 2614. mintában (Haláp) a tű közepén emelkedett meg a Ca-tartalom (21. ábra). Röntgendiffrakciós módszerrel a mintában sok „tetranátrólit” mellett kevesebb gonnarditot mutattunk ki.

Az EDX vizsgálat alapján a minták mért Na/Ca arányainak átlagait összehasonlítottuk a felhasznált

termoanalitikai paraméterekkel (l. 11. ábra U 142., 2620., 2627., 2588/1. és 2578. minták). Mind a korrigált bomlási hőmérséklet, mind az aktiválási energia erős összefüggést mutat a rácshelyi Ca-helyettesítés mértékével (22. és 23. ábra).

A hőmérsékletcsökkenést mesterségesen kationcserélt nátrólitcsoportba tartozó zeolitoknál YAMAZAKI et al. (1988) említik. Az aktiválási energia változása szempontjából OTSUKA et al. (1991) jelzi, hogy a nátrólitra mért $126,83 \text{ kJ mol}^{-1}$ aktiválási energia K-mal történő helyettesítés után $74,01 \text{ kJ mol}^{-1}$ -ra csökken. Ugyancsak a Na–K-kationcsere után hasonló mértékű aktiválásienergia-csökkenést mért VYAZOVKIN és LINERT (1995).

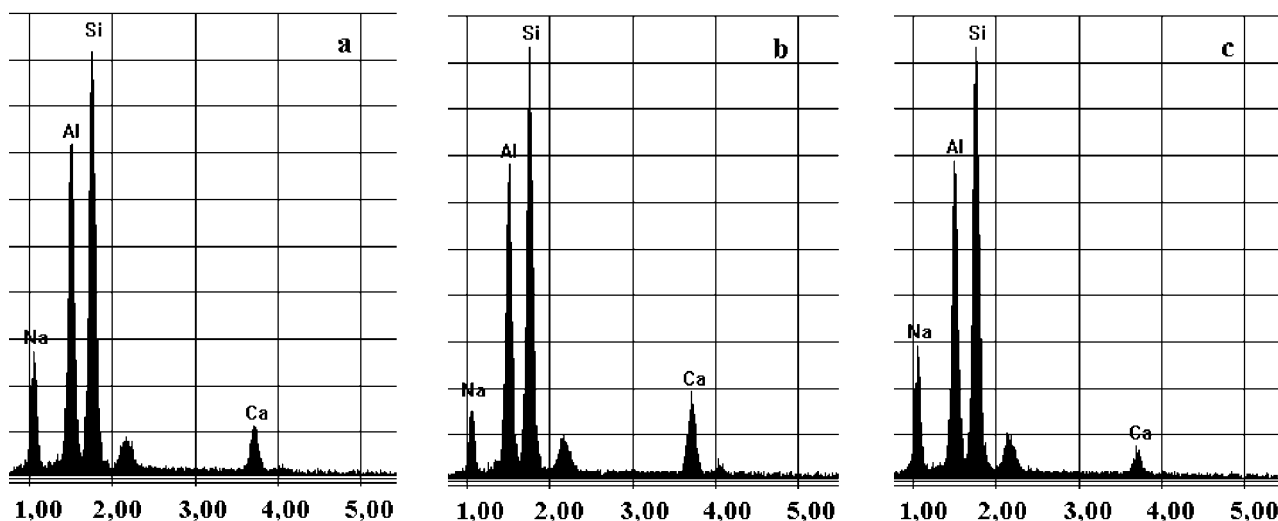


20. ábra. Az Iszn-1. minta (Haláp) EDX-spektrumai

a) tű alsó része, b) tű közepe, c) tű felső része. EDX = energiadiszperzív röntgenanalízis

Figure 20. EDX spectra of sample Iszn-1 (Haláp)

a) Lower part of needle, b) middle of needle, c) upper part of needle. EDX = energy dispersive X-ray analysis

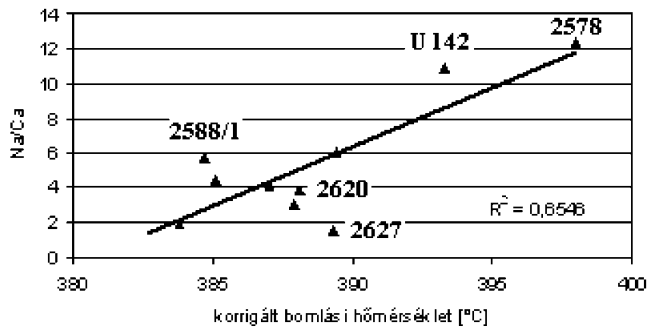


21. ábra. A 2614. minta (Haláp) EDX-spektrumai

a) tű alsó része, b) tű közepe, c) tű felső része. EDX = energiadiszperzív röntgenanalízis

Figure 21. EDX spectra of sample 2614 (Haláp)

a) Lower part of needle, b) middle of needle, c) upper part of needle. EDX = energy dispersive X-ray analysis

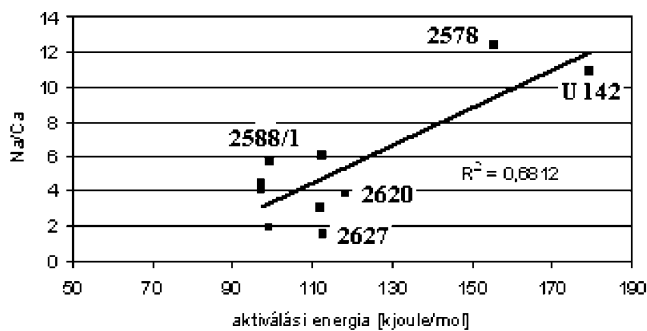


22. ábra. A vizsgált minták EDX-szel mért Na/Ca arányainak átlagai a korrigált bomlási hőmérséklethez viszonyítva

A számok a többi módszerrel is megvizsgált mintákat jelzik. EDX = energiadiszipatív röntgenanalízis

Figure 22. The average values of Na/Ca ratio determined by EDX versus corrected decomposition temperature of the investigated samples

The numbers indicate the samples investigated also by other methods. EDX = energy dispersive X-ray analysis



23. ábra. A vizsgált minták EDX-szel mért Na/Ca arányainak átlagai az aktiválási energiához viszonyítva

A számok a többi módszerrel is megvizsgált mintákat jelzik. EDX = energiadiszipatív röntgenanalízis

Figure 23. The average values of Na/Ca ratio determined by EDX versus activation energy of the investigated samples

The numbers indicate the samples investigated also by other methods. EDX = energy dispersive X-ray analysis

Következtetések

A hazai (PÉCSINÉ DONÁTH 1963) és a nemzetközi (pl. ALBERTI, VEZZALINI 1981) irodalomban már több évtizede ismeretes, hogy a Balaton-felvidéki nátrólitásványok nem szokványos nátrólitok. Ezt támasztják alá vizsgálataink is, melyek szerint a minták negyede volt uralkodóan nátro-

littartalmú, ezen belül csak három tisztán nátrólit. A minták nagyobb része uralkodóan „tetranátrólit”-ot tartalmaz, melyhez kis mennyiségű nátrólit és gonnardit keveredik.

A vizsgálataink során Ca-gazdagnak bizonyult nátrólitok csoportjába tartozó minták korábban még nem vizsgált korrigált bomlási hőmérséklete és aktiválási energiája (l. 11. ábra) alacsony ami rendezetlenebb szerkezetre, illetve helyettesítésre utal. Ezzel szemben a tiszta nátrólitos minták rendezettebb szerkezetűek. Mindezt alátámasztják a termoanalitikai eredmények és az EDX-spektrumok Na/Ca arányai közötti összefüggések is. Tehát a Ca beépülésével és a szerkezet rombosból tetragonálisba való átmenetével nő a rendezetlenség.

A pásztázó elektronmikroszkópos vizsgálat alapján jól látható, hogy az előbb említett változások egy-egy tűn belül is megjelenhetnek.

A vizsgálatok azt mutatták, hogy a nátrólit és „tetranátrólit” közül a legtöbb lelőhelyen mindkét változat megtalálható. Ez vonatkozik a gulácsi és uzsai lelőhelyekre is, amelyeknek a nátrólitját az irodalomban rendezetlenségnek jelzték.

A kémiai inhomogenitás a nátrólittűkön belül is jelentkezik. A tisztán nátrólitos mintákat tartalmazó üregekben Na-dús oldatok jutottak szerephez. Azon minták esetén viszont, ahol a tű felső része felé folyamatosan csökken a Ca-tartalom, feltételezhető, hogy az üregekben a magas Ca-tartalmú oldatokból először paranátrólit, „tetranátrólit” vagy gonnardit vált ki, melyre később nátrólit települt. Atmoszférikus körülmények között a magas víztartalmú paranátrólit „tetranátrólittá” dehidratálódhat.

Az oldatok összetételén kívül a képződési hőmérséklet is befolyásolhatja a szerkezet rendezettségi fokát. NEUHOFF et al. (2002) utalnak arra, hogy a nátrólit szerkezetében a (Si,Al)-rendezettség a hőmérséklettől függ. Megfigyeléseink szerint magasabb hőmérsékleten rendezetlenebb fázisok keletkeztek.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozom Földvári Máriának a termoanalitikai és infravörös spektroszkópiás vizsgálatok értelmezéséért, kiegészítő információiért, Kovács-Pálffy Péternek hasznos tanácsaiért, Kovács Árpádnak (Miskolci Egyetem) a pásztázó elektronmikroszkópos elemzésekért és Viczián Istvánnak részletes és hasznos lektori észrevételeiért.

Irodalom – References

- ALBERTI, A., VEZZALINI, G. 1981: A partially disordered natrolite: relationships between cell parameters and Si-Al distribution. — *Acta Crystallographica* B37, pp. 781–788.
- ALBERTI, A., CRUCIANI, G., DAURU, I. 1995: Order-disorder in natrolite-group minerals. — *European Journal of Mineralogy* 7 (3), pp. 501–508.
- ALBERTI, A., PONGILUPPI, D., VEZZALINI, G. 1982a: The crystal chemistry of natrolite, mesolite and scolecite. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 143 (3), pp. 231–248.
- ALBERTI, A., VEZZALINI, G., PÉCSI-DONÁTH, É. 1982b: Some unusual zeolites from Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 25 (3–4), pp. 237–246.
- ARMBRUSTER, T., GUNTER, M. E. 2001: Crystal structures of natural zeolites. — In: BISH, D. L., MING, D. W. (eds): *Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 45, Virginia, pp. 1–67.
- ARNOLD, M., SOMOGYVÁRI, P., PAULIK, J., PAULIK, F. 1987: The Derivatograph-C. A microcomputer-controlled simultaneous TG, DTG, DTA, TD and EGA apparatus. Part II. A simple method of estimating kinetic parameters. — *Journal of Thermal Analysis* 32 (2), pp. 679–683.
- ARTIOLI, G., GALLI, E. 1999: Gonnardite: Re-examination of holotype material and discreditation of tetranatrolite. — *American Mineralogist* 84 (9), pp. 1445–1450.
- ATALAN, G. S., NEUHOFF, P. S. 2006: Reversible conversion of tetranatrolite to paranatrolite under ambient conditions. — In: BOWMAN, R. S., DELAP, S. E. (eds): *Book of Abstracts, Zeolite-’06. 7th International Conference on the Occurrence, Properties, and Utilization of Natural Zeolites, Socorro, New Mexico USA, 21–16/07/2006*. pp. 50–51.
- BATYIASVILI, T. V. 1972: Tyermograficeszkoje iszszledovanije ceolitov szrednyeeocenovih vulkanogennih tolsch Gruzii. — *Mecnyiereba, Tbiliszi*, 80 p.
- BAYLISS, P., ERD, D. C., MROSE, M. E., SABINA, A. P., SMITH, D. K. 1986: *Mineral Powder Diffraction File. Data Book*. — International Centre for Diffraction Data, Swarthmore, USA, 1396 p.
- BRECK, D. W. 1973: *Zeolite molecular sieves. Structure, chemistry and use*. — Wiley and Sons, New York, London, Sidney, Toronto, 771 p.
- CHAO, G. Y. 1980: Paranatrolite, a new zeolite from Mont St-Hilaire, Québec. — *Canadian Mineralogist* 18 (1), pp. 85–88.
- CHEN, T. T., CHAO, G. Y. 1980: Tetranatrolite from Mont St-Hilaire, Québec. — *Canadian Mineralogist* 18 (1), pp. 77–84.
- COOMBS, D. S., ALBERTI, A., ARMBRUSTER, TH., ARTIOLI, G., COLELLA, C., GALLI, E., GRICE, J. D., LIEBAU, F., MANDARINO, J. A., MINATO, H., NICKEL, E. H., PASSAGLIA, E., PEACOR, D. R., QUARTIERI, S., RINALDI, R., ROSS, M., SHEPPARD, R. A., TILLMANN, E., VEZZALINI, G. 1997: Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. — *Canadian Mineralogist* 35 (6), pp. 1571–1606.
- ERDÉLYI, J. 1954: *Balaton bazalthegyek*. — Népművelési Minisztérium Múzeumi Főosztálya, Budapest, 46 p.
- EVANS, H. T. JR., KONNERT, J. A., ROSS, M. 2000: The crystal structure of tetranatrolite from Mont Saint-Hilaire, Québec, and its chemical and structural relationship to paranatrolite and gonnardite. — *American Mineralogist* 85 (11–12), pp. 1808–1815.
- FÖLDVÁRI, M. 1999: The use of corrected thermal decomposition temperature in the geological interpretation. — *Journal of Thermal Analysis* 56 (2), pp. 909–916.
- GOTTARDI, G., GALLI, E. 1985: *Natural Zeolites*. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 409 p.
- IVANOVA, V. P., KASZATOV, B. K., KRASZAVINA, T. N., ROZINOVA, E. L. 1974: *Termiceszkij analiz minyeralov i gornih porod*. — Nyedra, Leningrad, 399 p.
- JINYING QI, SHAOYING JIANG 1984: On thermal transformation and genesis of natrolite. — *Kexue Tongbao* 29 (3), pp. 356–360.
- KOIZUMI, M. 1953: Studies on water in minerals I. The differential thermal analysis curves and dehydration curves of zeolites. — *Mineralogical Journal (Japan)* 1 (1), pp. 36–47.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., KÓNYA, P., FÖLDVÁRI, M., KÁKAY SZABÓ, O., BODORKÓ, Zs. 2007: A Karikás-tető (Prága-hegy, Balaton-felvidék) bazaltjának üregkitöltő ásványai. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2005*, pp. 95–118.
- KROGH ANDERSEN, E., DANĚ, M., PETERSEN, O. V. 1969: A tetragonal natrolite. — *Meddelelser om Grønland* 181 (1), pp. 1–19.
- KROGH ANDERSEN, E., KROGH ANDERSEN, I. G., PLOUG-SØRENSEN, G. 1990: Disorder in natrolites: structure determinations of three disordered natrolites and one lithium-exchanged disordered natrolite. — *European Journal of Mineralogy* 2, pp. 799–807.
- LEE, Y., HRILJAC, J. A., PARISE, J. B. 2006: Pressure induced hydration in zeolite tetranatrolite. — *American Mineralogist* 91 (2–3), pp. 247–251.
- MAURITZ, B. 1948: A dunántúli bazaltok kőzetkémi viszonyai. — *Földtani Közöny* 78 (1), pp. 134–169.
- NAWAZ, R. 1988: Gonnardite and disordered natrolite group minerals: their distinction and relations with mesolite, natrolite and thomsonite. — *Mineralogical Magazine* 52 (2), pp. 207–219.
- NEUHOFF, P. S., KROEGER, S., DU, L. S., FRIDRIKSSON, TH., STEBBINS, J. F. 2002: Order/disorder in natrolite group zeolites: A ²⁹Si and ²⁷Al MAS NMR study. — *American Mineralogist* 87 (10), pp. 1307–1320.
- OTSUKA, R., YAMAZAKI, A., KATO, K. 1991: Kinetics and mechanism of dehydration of natrolite and its potassium exchanged form. — *Thermochimica Acta* 181 (1), pp. 45–56.
- PANYESZ, V. I., NASZEDKINA, V. H., NASZEDKIN, V. V. 1967: Minyeralogo-petrograficeszkaja harakterisztika i oszobennosztyi gyegidratácii minyeralov gruppi ceolitov. — In: PETROV, V. P. (red.) 1967: *Vodnije vulkanyicseszkije sztyokla i posztvulkanyicseszkije minyerali*. Nauka, Moszkva, pp. 56–92.
- PÉCSI-DONÁTH, É., SIMO, B. 1966: Dopolnyitelnije iszszledovanija po izucseniju szootnosenyija szrukturi i vodoszvjaznoszti fillipszitov i gonnarditov. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae Sectio Geologica* 9 (2), pp. 109–121.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1962: Investigation of the thermal decomposition of zeolites by the DTA method. — *Acta Geologica Hungarica* 6 (3–4), pp. 429–442.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1965: On the individual properties of some Hungarian zeolites. — *Acta Geologica Hungarica* 9 (3–4), pp. 234–257.

- PÉCSI-DONÁTH, É. 1968: Some contributions to the knowledge of zeolites. — *Acta Mineralogica-Petrographica, Universitatis Szegediensis* 18 (2), pp. 127–141.
- PÉCSINÉ DONÁTH É. 1963: A zeolitok termikus bomlásának vizsgálata DTA módszerrel. — *Földtani Közlöny* 93 (Agyagásvány füzet), pp. 32–39.
- PENG, C. J. 1955: Thermal analysis study of natrolite group. — *American Mineralogist* 40 (9–10), pp. 834–856.
- PHADKE, A. V., APTE, A. 1997: Thermal behaviour of fibrous zeolites of the Natrolite group. — *Journal of Thermal Analysis* 50 (3), pp. 473–486.
- REEUWIJK, L. P., VAN 1972: High temperature phases of zeolites of the natrolite group. — *American Mineralogist* 57 (3–4), pp. 499–510.
- ROSS, M., FLOHR, M. J. K., ROSS, D. R. 1992: Crystalline solution series and order-disorder within the natrolite mineral group. — *American Mineralogist* 77 (7–8), pp. 685–703.
- SMYKATZ-KLOSS, W. 1974: *Differential thermal analysis. Application and results in mineralogy.* — Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York. 185 p.
- TSCHERNICH, R. W. 1992: *Zeolites of the world.* — Geoscience Press, Phoenix, Arizona, 563 p.
- ULLRICH, B., ADOLPHI, P., SCHOMBURG, J., ZWAHR, H. 1987: Kombinierte thermoanalytische Untersuchungen an Zeolithen. Teil I.: Minerale der Natrolith-Gruppe. — *Chemie der Erde* 47 (3–4), pp. 283–293.
- VÁCZI, T., WARREN M. C. 2004: Computational investigations of symmetry and coupled substitutions in natrolite group minerals. — *Acta Mineralogica-Petrographica* 45 (1), pp. 113–117.
- VYAZOVKIN, S., LINERT, W. 1995: Kinetic analysis of reversible thermal decomposition of solids. — *International Journal of Chemical Kinetics* 27 (1), pp. 73–84.
- YAMAZAKI, A., MATSUMOTO, H., OTSUKA, R. 1988: Fibrous zeolite. Thermal stability of fibrous zeolites. — *Nendo Kagaku* 28 (3), pp. 143–154.

A magyarországi felszín alatti víztestek földtani kiértékelésének 2006. évi eredményei

The results of the geological evaluation of the Hungarian groundwater bodies, 2006

CSERNY TIBOR¹, GÁL NÓRA¹, TULLNER TIBOR¹, TAHY ÁGNES²

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.,

²Vízügyi és Környezetvédelmi Központi Igazgatóság, 1012 Budapest, Márvány u. 1/c.

. ■■■■

Tárgyszavak: Víz Keretirányelv, felszín alatti víztest, földtani szelvények, hidrosztratigráfia

Összefoglalás

A 2000/60/EK Víz Keretirányelv előírja, hogy a felszín alatti víztesteket 2015-re jó mennyiségi és kémiai állapotba hozzák. A feladat teljesítése több minisztérium összehangolt munkáját igényli, amint ezt a 1189/2002. (XI. 7.) számú Kormányhatározat is meghatározza.

A Magyar Állami Földtani Intézet feladata a korábbi közös munka alapján elsődlegesen kijelölt víztestek földtani hátterének regionális jellemzése volt, indokolt esetben javaslattétellel a víztesthatárok felülvizsgálatára. A 2006 júliusától folyó munkában az intézet Vízföldtani, Térképezési, Alapkutatói, Környezetföldtani és Geoinformatikai főosztálya, valamint a Könyvtár dolgozói vettek részt, és szoros együttműködést alakítottak ki a vízügyi ágazatban dolgozó kollégákkal.

Az elvégzett munka eredményeképpen megkezdődött egy egységes szemléletű, vízföldtani szempontokat is figyelembe vevő, 1:100 000-es méretarányú földtani térmodell kialakítása a hasonló méretarányú és az egész országot lefedő felszíni földtani térképsorozat folytatásaként.

Az egész országot behálózó szelvények segítségével képet alkothattunk a földtani felépítésről, a legfontosabb földtani szerkezetekről, alkalmas arra, hogy a korábban kijelölt víztestek egymáshoz való viszonyának bemutatására és a víztesthatárok pontosítására. Röviden jellemeztük a víztesteket felépítő képződmények földtani és hidrosztratigráfiai sajátosságait is.

Összegyűjtöttük és mellékeljük a víztestekhez kapcsolódó legfontosabb földtani és vízföldtani szakcikkek és kutatási jelentések irodalomjegyzékét.

Key words: Water Framework Directive, groundwater body, geological cross-section, hydrostratigraphy, subsurface waterbody

Abstract

The 2000/60/EU Water Framework Directive requires bringing the quality and quantity of subsurface water to good status by 2015. Execution of this task requires the organized work of numerous ministries, as it is declared in the 1189/2002 (XI.7.) Government Decree.

Subsurface water bodies were primarily designated by teamwork of different organizations. Proceed that, the tasks of Geological Institute of Hungary was to describe geologically these waterbodies and recommend modification based on geological considerations. Works started in July of 2006 and almost all divisions of the institute, Hydrogeology, Mapping, Environmental geology, Basic research, and Geocartographic, and Library department, participated. Furthermore, during this work a close work-relationship formed between colleagues of the Institute and colleagues of the water related sector.

As a result of this work, the building of an uniform 3D geological model started, which takes into consideration the hydrogeology. This model is in 1:100,000 scale and it is a continuum of the Hungarian Geological Map series covering the country.

Through the cross-sections covering the whole country, a 3 dimensional picture of the subsurface and the major tectonics was acquired facilitating the correction of the border of waterbodies and the visualization of the relationships between waterbodies.

The most important geological and hydrogeological articles and research related to the delineated waterbodies were collected, and a list of them was prepared.

. ■■■■

Bevezetés

A 2000/60/EK Víz Keretirányelv előírja, hogy a tagországok a felszín alatti víztesteket 2015-re jó mennyiségi és kémiai állapotba hozzák. Magyarországon a feladat teljesítése több minisztérium összehangolt munkáját igényli, amint ezt a 1189/2002. (XI. 7.) számú Kormányhatározat is előírja. A feladatokat ez a határozat az alábbiak szerint szakaszolta:

1. 2005: az első, ún. országjelentés (Nemzeti jelentés 2005) leadása Brüsszelben,
2. 2006: a monitoringrendszerek felállítása és monitoringprogramok indítása,
3. 2007–2009: vízgyűjtő-gazdálkodási tervek (VGT) készítése,
4. 2009–2015: a vizek jó állapotba hozása, illetve jó állapotban tartása,
5. a későbbiekben 6 évenként a víztestek állapotának felülvizsgálata.

2005. március 22-ére a Vízigazgató vezetésével elkészült az országjelentés (Nemzeti jelentés, 2005), melyet az Európai Parlament és Tanács 2000/60/EK sz. „Az európai közösségi intézkedések kereteinek meghatározásáról a vízpolitika területén” című irányelvben írt elő. E jelentésben részletesen megtalálhatók a felszíni és felszín alatti víztestek fajtái, általános jellemzésük és határaik kijelölésének alapelvei. A jelentés elkészítése során a vízügyi ágazat — bevonva a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) szakembereit — a MÁFI 1:500 000-es nyomtatásban megjelent térképeinek digitalizált változataira támaszkodott. E munkában 2004-ben a MÁFI Vízföldtani, Környezetföldtani és Térinformatikai Főosztályának munkatársai vettek részt.

A Víz Keretirányelvvel kapcsolatos munka második fázisában, a Vízigazgató (a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium főosztályvezetője) felkérésére, a Gazdasági és Közlekedési Minisztérium szakállamtitkára megbízta a Magyar Állami Földtani Intézetet a kitűzött feladatok földtani részének elvégzésére. Az Intézet a megbízást kiemelt programként kezelte, melynek keretében a következő szakmai feladatokat tűzte ki:

- a víztestek földtani felépítésének vizsgálata: szelvények és elvi rétegoszlopok szerkesztése, a víztestek földtani és vízföldtani jellemzése, a vonatkozó földtani, vízföldtani irodalom összegyűjtése,
- a víztest-lehatárolás megalapozottságának földtani szempontú felülvizsgálata.

A felsorolt feladatokat a Vízföldtani Főosztály vezetésével, az Alaputatási, a Térképezési, a Környezetföldtani és Informatikai főosztályok szakemberei teljesítették. Cikkünk célja a felszín alatti vizek monitoringrendszerének beindítását megalapozó földtani munka eredményeinek bemutatása.

A víztestek kijelölése és áttekintő jellemzése

Mielőtt az eredmények bemutatására sort kerítünk, a bevezetés első mondatában kitűzött cél néhány fogalmát definiáljuk, miként az jelenleg szakmai körökben elfogadottá vált (GAYER 2005).

A Víz Keretirányelv (VKI) az első olyan közösségi szabályozás, mely a felszíni víz hidromorfológiai, ökológiai, kémiai és a felszín alatti víz mennyiségi és kémiai állapotával is foglalkozik.

A *felszín alatti víztest* a felszín alatti víznek — egy vagy több víztartón belül — lehatárolható része a telített zónában.

Jó állapot szempontjából a felszín alatti vizek esetén a mennyiségi és kémiai állapot számít, és a víztest végső állapotának megítélésében a rosszabbik dönt. A felszín alatti vízkészletek védelme érdekében a víztestekből történő vízkivételeknek összhangban kell lenniük az utánpótlódással, a változások nem okozhatják az ökoszisztémák károsodását, továbbá el kell kerülni a szennyezés által okozott vízminőségromlást.

A felszín alatti vizekre vonatkozó fontosabb megállapításokat a Víz Keretirányelv végrehajtása első fázisának végére elkészült országjelentés (Nemzeti jelentés, 2005) alapján, az alábbiakban foglaljuk össze.

Magyarországon az összes felszín alatti víz része valamely víztestnek. Felszín alatti vizeinket széleskörűen hasznosítjuk, mivel az átlagosan 10 m³/nap-nál nagyobb hozammal megcsapolt vízadók az ország teljes területén előfordulnak. Az ország síkvidéki területeire jellemző több száz méter, helyenként ezer métert meghaladó vastagságú, változatosan rétegzett üledékben a féligáteresztő rétegek is jelentős szerepet játszanak a vertikális áramlásban. Ezért, a víztestek kijelölése nem a fő vízadók (vagyis csak a jó vízadó és vízvezető rétegek), hanem a vízadó összletek (azaz több vízadó és az azokat elválasztó vízvisszatartó rétegek összessége) alapján történik.

A víztestek kijelölésének léptékét és részletességét a vízkészletekkel való gazdálkodás szempontjai határozták meg, vagyis az utánpótlódási és megcsapolási viszonyok, valamint a fő víztípusokon (*porózus* és *karsztos* kőzetekben, valamint *hegyvidéki* területek képződményeiben tárolt felszín alatti vizek) belül a kémiai összetétel és a hőmérsékleti jellemzők.

A Nemzeti jelentésben (2005) a geológiai-hidrogeológiai szempontokat szem előtt tartva a víztesteket a következőképpen rendszerezték:

Medencebeli, uralkodóan porózus kőzetekben lévő víztestek:

— *Hideg vizeket* tartalmazó víztestek: elsődlegesen a felszín alatti vízgyűjtők szerint, majd azon belül leáramlási és feláramlási területek alatti víztestekre elkülönítve (1. ábra).

— *Termálvizek:* 30 °C-nál melegebb vizet tartalmazó víztestek, a főbb hidrodinamikai egységek szerint további víztestekre választva szét (2. ábra).

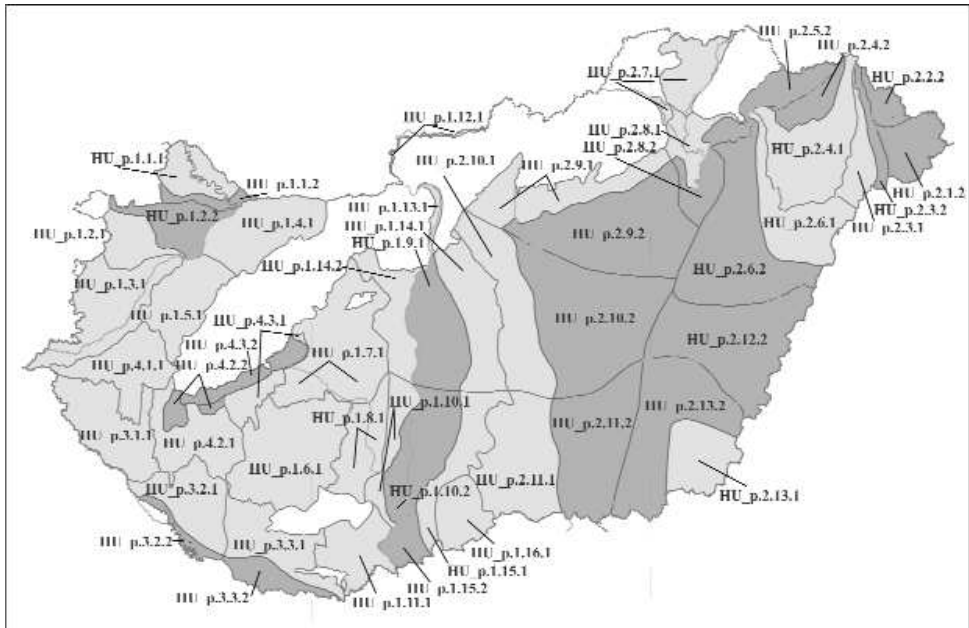
1. ábra. Medencebeli, uralkodóan porózus kőzetekben lévő hidegvíztestek elterjedése

Sötétszürke = a feláramlási területek alatti, világosszürke = a feláramlási területek alatti víztestek

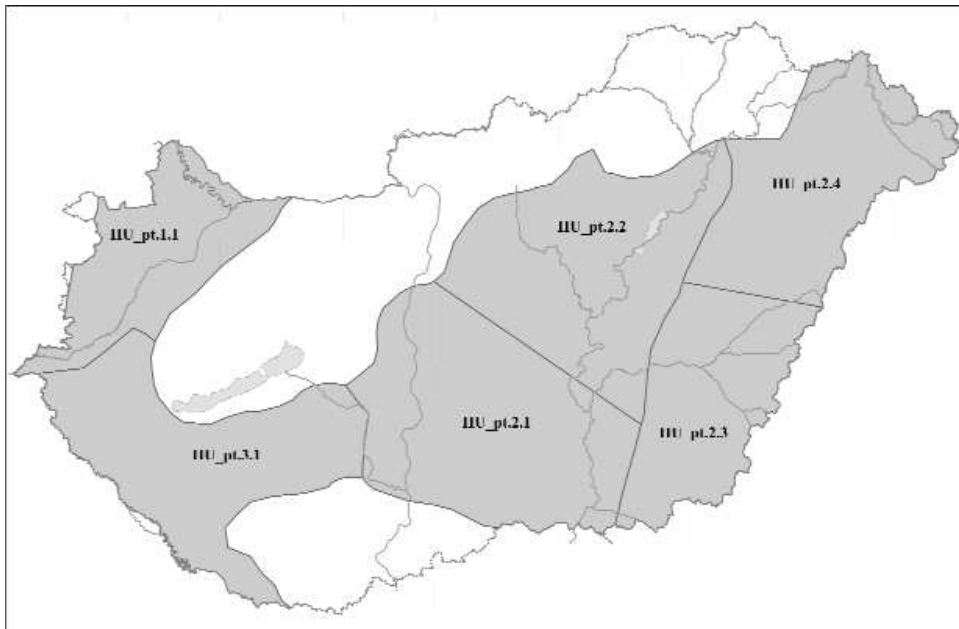
Figure 1. Cold water bodies in porous rocks in basin areas

Dark grey = water bodies in zones of ascending water, light grey = water bodies in zones of descending water

HU_p.1.1.1 = Szigetköz; HU_p.1.1.2 = Hanság; Rábca-völgy északi része; HU_p.1.10.1 = Duna jobb parti vízgyűjtő, Paks alatt; HU_p.1.10.2 = Sárköz; Madocsai-öblözet; HU_p.1.11.1 = Karasica-vízgyűjtő; HU_p.1.12.1 = Ipoly-völgy; HU_p.1.13.1 = Szentendrei-sziget; Duna bal parti kavics-terasz; HU_p.1.14.1 = Duna-Tisza közti hátság - Duna-vízgyűjtő északi rész; HU_p.1.14.2 = Duna-Tisza köze - Duna-völgy északi rész; HU_p.1.15.1 = Duna-Tisza közti hátság - Duna-vízgyűjtő déli rész; HU_p.1.15.2 = Duna-Tisza köze - Duna-völgy déli rész; HU_p.1.16.1 = Kígyós-vízgyűjtő; HU_p.1.2.1 = Ikva-vízgyűjtő; Répce felső vízgyűjtője; HU_p.1.2.2 = Rábca-völgy déli része; HU_p.1.3.1 = Rába-Gyöngyös-vízgyűjtő; HU_p.1.4.1 = Dunántúli-középhegység északi peremvidéke; HU_p.1.5.1 = Marcal-völgy; HU_p.1.6.1 = Kapos-vízgyűjtő; HU_p.1.7.1 = Séd-Nádor-Sárvíz-vízgyűjtő; HU_p.1.8.1 = Sárvíz; Sió-vízgyűjtő; HU_p.1.9.1 = Duna jobb parti vízgyűjtő - Budapest-Paks; HU_p.2.1.2 = Szamos-Bereg-süllyedék; HU_p.2.10.1 = Duna-Tisza közti hátság - Tisza-vízgyűjtő északi rész; HU_p.2.10.2 = Duna-Tisza köze - Közép-Tisza-völgy; HU_p.2.11.1 = Duna-Tisza közti hátság - Tisza-vízgyűjtő déli rész; HU_p.2.11.2 = Alsó-Tisza-völgy; HU_p.2.12.2 = Berettyó; Körösök-völgy; Nagykunság; HU_p.2.13.1 = Maros-hordalékkúp; HU_p.2.13.2 = Maros-Körös köze; HU_p.2.2.2 = Tiszahát; HU_p.2.3.1 = Nyírség keleti perem; HU_p.2.3.2 = Kraszna; Tisza-völgy; HU_p.2.4.1 = Nyírség - Lónyay-főcsatorna-vízgyűjtő; HU_p.2.4.2 = Rétköz; HU_p.2.5.2 = Bodrogköz; HU_p.2.6.1 = Nyírség déli rész; Hajdúság; HU_p.2.6.2 = Hortobágy; Nagykunság; Bihar északi rész; HU_p.2.7.1 = Hernád-völgy északi rész; HU_p.2.8.1 = Sajó-Hernád-völgy déli rész; HU_p.2.8.2 = Sajó-Takta-völgy; Hortobágy; HU_p.2.9.1 = Északi-középhegység peremvidék; HU_p.2.9.2 = Jászság; Nagykunság; HU_p.3.1.1 = Mura-vidék; HU_p.3.2.1 = Somogyi-dombság nyugati része; HU_p.3.2.2 = Dráva-völgy Barcs felett; HU_p.3.3.1 = Somogyi; Baranyai-dombság; HU_p.3.3.2 = Dráva-völgy Barcs alatt; HU_p.4.1.1 = Zala-vízgyűjtő; HU_p.4.2.1 = Zalai; Somogyi-dombság; Balaton-vízgyűjtő (DDK-i rész); HU_p.4.2.2 = Balaton déli vízgyűjtő (Berek); HU_p.4.3.1 = Balaton déli vízgyűjtő keleti része; HU_p.4.3.2 = Balaton meder alatt



HU_p.1.1.1 = Szigetköz; HU_p.1.1.2 = Hanság; Rábca-völgy északi része; HU_p.1.10.1 = Duna jobb parti vízgyűjtő, Paks alatt; HU_p.1.10.2 = Sárköz; Madocsai-öblözet; HU_p.1.11.1 = Karasica-vízgyűjtő; HU_p.1.12.1 = Ipoly-völgy; HU_p.1.13.1 = Szentendrei-sziget; Duna bal parti kavics-terasz; HU_p.1.14.1 = Duna-Tisza közti hátság - Duna-vízgyűjtő északi rész; HU_p.1.14.2 = Duna-Tisza köze - Duna-völgy északi rész; HU_p.1.15.1 = Duna-Tisza közti hátság - Duna-vízgyűjtő déli rész; HU_p.1.15.2 = Duna-Tisza köze - Duna-völgy déli rész; HU_p.1.16.1 = Kígyós-vízgyűjtő; HU_p.1.2.1 = Ikva-vízgyűjtő; Répce felső vízgyűjtője; HU_p.1.2.2 = Rábca-völgy déli része; HU_p.1.3.1 = Rába-Gyöngyös-vízgyűjtő; HU_p.1.4.1 = Dunántúli-középhegység északi peremvidéke; HU_p.1.5.1 = Marcal-völgy; HU_p.1.6.1 = Kapos-vízgyűjtő; HU_p.1.7.1 = Séd-Nádor-Sárvíz-vízgyűjtő; HU_p.1.8.1 = Sárvíz; Sió-vízgyűjtő; HU_p.1.9.1 = Duna jobb parti vízgyűjtő - Budapest-Paks; HU_p.2.1.2 = Szamos-Bereg-süllyedék; HU_p.2.10.1 = Duna-Tisza közti hátság - Tisza-vízgyűjtő északi rész; HU_p.2.10.2 = Duna-Tisza köze - Közép-Tisza-völgy; HU_p.2.11.1 = Duna-Tisza közti hátság - Tisza-vízgyűjtő déli rész; HU_p.2.11.2 = Alsó-Tisza-völgy; HU_p.2.12.2 = Berettyó; Körösök-völgy; Nagykunság; HU_p.2.13.1 = Maros-hordalékkúp; HU_p.2.13.2 = Maros-Körös köze; HU_p.2.2.2 = Tiszahát; HU_p.2.3.1 = Nyírség keleti perem; HU_p.2.3.2 = Kraszna; Tisza-völgy; HU_p.2.4.1 = Nyírség - Lónyay-főcsatorna-vízgyűjtő; HU_p.2.4.2 = Rétköz; HU_p.2.5.2 = Bodrogköz; HU_p.2.6.1 = Nyírség déli rész; Hajdúság; HU_p.2.6.2 = Hortobágy; Nagykunság; Bihar északi rész; HU_p.2.7.1 = Hernád-völgy északi rész; HU_p.2.8.1 = Sajó-Hernád-völgy déli rész; HU_p.2.8.2 = Sajó-Takta-völgy; Hortobágy; HU_p.2.9.1 = Északi-középhegység peremvidék; HU_p.2.9.2 = Jászság; Nagykunság; HU_p.3.1.1 = Mura-vidék; HU_p.3.2.1 = Somogyi-dombság nyugati része; HU_p.3.2.2 = Dráva-völgy Barcs felett; HU_p.3.3.1 = Somogyi; Baranyai-dombság; HU_p.3.3.2 = Dráva-völgy Barcs alatt; HU_p.4.1.1 = Zala-vízgyűjtő; HU_p.4.2.1 = Zalai; Somogyi-dombság; Balaton-vízgyűjtő (DDK-i rész); HU_p.4.2.2 = Balaton déli vízgyűjtő (Berek); HU_p.4.3.1 = Balaton déli vízgyűjtő keleti része; HU_p.4.3.2 = Balaton meder alatt



2. ábra. Medencebeli, uralkodóan porózus kőzetekben lévő termálvizek elterjedése

Figure 2. Thermal water bodies in porous rocks in basin areas

HU_pt.1.1 = Északnyugat-Dunántúl; HU_pt.2.1 = Délnyugat-Alföld; HU_pt.2.2 = Észak-Alföld; HU_pt.2.3 = Délkelet-Alföld; HU_pt.2.4 = Északkelet-Alföld; HU_pt.3.1 = Délnyugat-Dunántúl

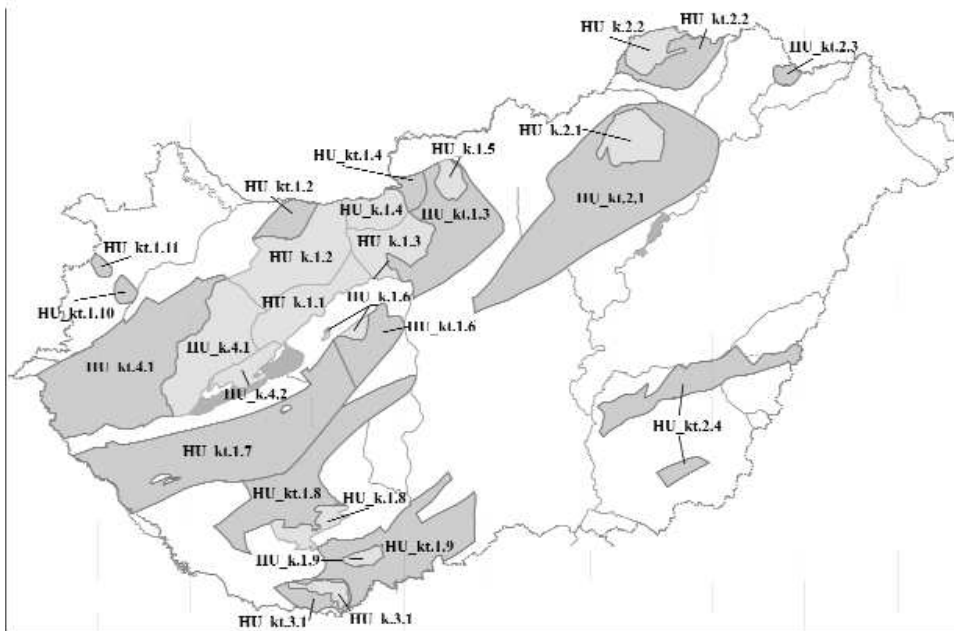
Karsztosodott kőzetekben tárolt karsztvíztestek:

— *Hideg karsztvizeket* tároló víztestek: a karsztforrások vízgyűjtői szerint további víztestekre felosztva (3. ábra).

— *Termálvizet* tartalmazó víztestek: a főbb hidrodinamikai egységek szerint esetenként további víztestekre szétválasztva (3. ábra).

Hegyvidéki területek vegyes összetételű kőzeteiben lévő víztestek (kivéve az előző csoportba sorolt karsztvizeket): a felszín alatti földtani szerkezeti egységek és a felszíni vízgyűjtők szerint további víztestekre felosztva (4. ábra).

A Nemzeti jelentésben (2005) részletesen leírt *porózus és karsztos kőzetekben*, valamint *hegyvidéki területek kép-*



Balaton-felvidéki karszt; HU_kt.1.10 = Sárvári termálkarszt; HU_kt.1.11 = Büki termálkarszt; HU_kt.1.2 = Észak-dunántúli termálkarszt; HU_kt.1.3 = Budapest környéki termálkarszt; HU_kt.1.4 = Visegrádi termálkarszt; HU_kt.1.6 = Szabadbattyáni termálkarszt; HU_kt.1.7 = Közép-dunántúli termálkarszt; HU_kt.1.8 = Mecseki termálkarszt; HU_kt.1.9 = Dél-Baranya; Bácska termálkarszt; HU_kt.2.1 = Bükki termálkarszt; HU_kt.2.2 = Aggteleki termálkarszt; HU_kt.2.3 = Sárospataki termálkarszt; HU_kt.2.4 = Alföldi termálkarszt; HU_kt.3.1 = Harkány és környezete termálkarszt; HU_kt.4.1 = Nyugat-dunántúli termálkarszt

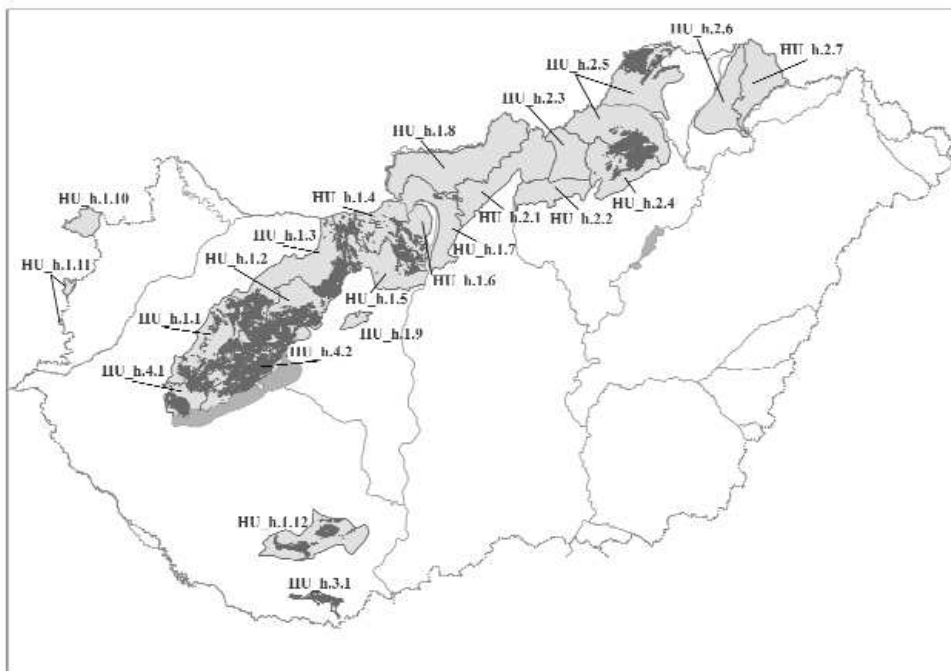
3. ábra. A karsztosodott kőzetekben lévő hideg- és termálvizek elterjedése

Sötétszürke = termálkarsztvíztestek, világosszürke = hidegkarsztvíztestek

Figure 3. Cold and thermal karst water bodies

Dark grey = thermal karst, light grey = cold water bodies

HU_k.1.1 = Dunántúli-középhegység - Veszprém; Várpalota; Vértesséki források vízgyűjtője; HU_k.1.2 = Dunántúli-középhegység - Tatai és Fényes-források vízgyűjtője; HU_k.1.3 = Dunántúli-középhegység - Budai-források vízgyűjtője; HU_k.1.4 = Dunántúli-középhegység - Esztergomi-források vízgyűjtője; HU_k.1.5 = Naszály; Nógrádi-rögök; HU_k.1.6 = Szabadbattyáni-karszt-rögök; HU_k.1.8 = Mecsek, karszt; HU_k.1.9 = Mohácsi-rögök; HU_k.2.1 = Bükk, karszt; HU_k.2.2 = Aggteleki-hegység; HU_k.3.1 = Villányi-hegység, karszt; HU_k.4.1 = Dunántúli-középhegység; Hévízi; Tapolcai; Tapolcafő-források vízgyűjtője; HU_k.4.2 =



vízgyűjtő; HU_h.1.8 = Börzsöny; Cserhát-Ipoly-vízgyűjtő; HU_h.1.9 = Velencei-hegység; HU_h.2.1 = Cserhát; Karancs; Medves-Zagyva-vízgyűjtő; HU_h.2.2 = Mátra - Zagyva-vízgyűjtő; HU_h.2.3 = Hevesi-dombság - Tarna-vízgyűjtő; HU_h.2.4 = Bükk - Tisza-vízgyűjtő; HU_h.2.5 = Bükk; Borsodi-dombság - Sajó-vízgyűjtő; HU_h.2.6 = Zempléni-hegység - Hernád-vízgyűjtő; HU_h.2.7 = Zempléni-hegység - Bodrog-vízgyűjtő; HU_h.3.1 = Villányi-hegység; HU_h.4.1 = Dunántúli-középhegység - Balaton északnyugati vízgyűjtő; HU_h.4.2 = Balaton-felvidék

4. ábra. A hegyvidéki területek vegyes összetételű kőzeteiben lévő víztestek elterjedése

Világosszürke foltok = víztestek, sötétszürke foltok = a hegyvidéken belüli karsztvíztestek felszíni kibúvása

Figure 4. Water bodies in various types of rocks in hilly areas

Light grey = water bodies, dark grey = outcrops of karst water bodies

HU_h.1.1 = Dunántúli-középhegység - Marcal-vízgyűjtő; HU_h.1.10 = Soproni-hegység; Fertő-vidék; HU_h.1.11 = Kőszegi-hegység; HU_h.1.12 = Mecsek; HU_h.1.2 = Dunántúli-középhegység - Séd-Nádor-vízgyűjtő; HU_h.1.3 = Dunántúli-középhegység - Duna-vízgyűjtő Mosoni-Duna - Által-értorkolat; HU_h.1.4 = Dunántúli-középhegység - Duna-vízgyűjtő Által-értorkolat - Visegrád; HU_h.1.5 = Dunántúli-középhegység - Duna-vízgyűjtő Budapest alatt; HU_h.1.6 = Dunántúli-középhegység - Duna-vízgyűjtő Visegrád-Budapest; HU_h.1.7 = Börzsöny; Gödöllői-dombság - Duna-

zöldményeiben tárolt felszín alatti vizek rövid jellemzését az alábbiakban foglalhatjuk össze.

Medencebeli, uralkodóan porózus kőzetekben lévő víztestek

Magyarország legnagyobb kiterjedésű, hidraulikailag összefüggő felszín alatti víztestcsoportja a porózus kőzetekhez kapcsolódik. Alsó határát a paleozoos, illetve mezozoos alaphegységfelszínénél húzták meg, bár vastagságának megállapításakor figyelembe vették annak esetleg víznyerésre alkalmas felső néhány 10 m-es repedezett zónáját is. Peremét (a hegyvidéki víztestcsoporttal közös határát) az alsó- és felső-pannóniai határ felszíni metszése alapján jelölték ki.

A felszín alatti vízgyűjtőhatárok — a dombvidéki és a síkvidéki hátsági területekre eső hideg vízi víztestek esetén — megegyeznek a felszíni vízgyűjtőkével. A vízgyűjtőkön belül elkülönítették a zömében leáramlással, illetve a feláramlással jellemezhető területeket. Lehatárolásukat a talajvíz és a mélyebb rétegek közötti nyomáskülönbség-térkép, valamint a vízkémiai viszonyok elemzése segítette. Feláramlással jellemezhető víztesteket ott jelöltek ki, ahol jelentős a párolgás útján történő megcsapolás (ez a megcsapolási forma dombvidéki vízfolyások szélesebb völgyeiben is előfordul, de a víztestek méretéhez képest kis területen). A síkvidéki feláramlási területeken belüli határok bizonytalanok.

A hidegvíz- és termálvíztesteket a 30 °C-os izotermafelület mentén jelölték ki. A termálvíztestek horizontális lehatárolása a főbb hidrodinamikai egységek figyelembevételével történt.

Karsztosodott kőzetekben tárolt karsztvíztestek

Magyarország területén a porózus mellett a másik regionális jelentőségű vízáadó képződményt a mezozoos — elsősorban triász korú — karbonátos, karsztosodott összlet, az ún. főkarsztvíztároló jelenti. A vele szoros hidraulikai kapcsolatban álló eocén mészkövekkel együtt ez a képződmény alkotja a karsztvíztestek csoportját. Alárendelten a főkarszthoz kapcsolódva jura és kréta, valamint attól függetlenül paleozoos mészkövekben is előfordulnak karsztvíztestek.

A karsztvíztestek esetében is megkülönböztették a hidegvíz- és a termáلكarsztvíztesteket, amelyeket szintén a 30 °C-os izotermafelület mentén választottak el. A hegységek tektonikai szerkezetéből adódóan a hidegvíz- és a termáلكarsztvíztestek egymás mellett helyezkednek el.

A hidegvízes karsztvíztárolót csak a Dunántúli-középhegység területén osztották fel, a forráscsoportokhoz tartozó vízgyűjtők alapján. A termáلكarsztvíztestek lehatárolását pedig ezekhez kapcsolódóan végezték el. Az ilyen módon kiválasztott karsztvíztestek beágyazódnak a hegyvidéki víztestek eocénnél fiatalabb és paleozoos képződményei közé. A hideg, de főleg a termáلكarsztvíztestek a medencebeli porózus víztestek alá nyúlhatnak.

A hegyvidéki területek vegyes összetételű képződményeiben lévő víztestek

A hegyvidéki területeken — a karsztvíztestek csoportján kívül — változatos képződmények találhatók, amelyek kora a negyedidőszaktól a mezozoikumon át a paleozoikumig terjed, és egyaránt előfordulnak porózus, repedezett és karsztosodott (a karsztvíztestekhez nem sorolt) rétegek. Ezek a képződmények alkotják a hegyvidéki víztestek csoportját.

A hegyvidékeken belül a további felosztás alapvetően a felszíni vízgyűjtők szerint történt, mivel a felszín alatti vízmozgások ezekben a képződményekben nagyrészt a felszín közelében történnek, s így a felszín alatti vízvásztó is közelítőleg egyezik a felszínivel. A fő-karsztvíztárolóhoz nem sorolt, de a hegyvidéken található karbonátos képződményeket a hegyvidéki víztesthez csatolták. Ugyanakkor, a karsztvíztestek felszíni kibúvási a hegyvidéki víztestek térképén „folytonossági hiányként” jelennek meg. A hegyvidéki víztesteknél nem különböztettek meg termálvíztesteket, mivel gyakorlatilag ott ilyenek nem fordulnak elő.

A fenti szempontok/szabályok figyelembevételével, térinformatikai eszközök igénybevételével összesen 108 db víztestet jelöltek ki:

— A medencebeli porózus hidegvíztestek száma 52 db, a porózus termálvíztesteké 6 db.

— A hidegkarsztvíztestek száma 13 db, a termáلكarsztvíztesteké 15 db.

— A hegyvidéki víztestek száma 22 db.

Magyarország felszín alatti víztestjeinek több mint a fele (60 db) országhatárokon átnyúlik. Ez az ország Duna vízgyűjtő területén belül elfoglalt helyéből, valamint medencejellegéből adódik.

A víztestek földtani felépítésének jellemzése

A Víz Keretirányelvvel kapcsolatos munka második fázisában a Magyar Állami Földtani Intézet célja a monitoringrendszer felállítását és a monitoringprogram beindítását megalapozó földtani feladatok teljesítése volt. Az Intézet szakemberei a víztestek földtani felépítésének vizsgálatát szelvények és elvi rétegoszlopok megszerkesztésével, a víztestek földtani és vízföldtani jellemzésével, és a vonatkozó földtani, vízföldtani irodalom összegyűjtésével, továbbá a víztest-lehatárolás megalapozottságának földtani szempontú felülvizsgálatával valósították meg.

A 2006 közepétől 1 éven át tartó szakmai munka során a Földtani Intézet és a vízügyi szakemberek között állandó szakmai kapcsolat létesült, és 3 havonta (2006. szeptember 21-én és december 11-én, valamint 2007. március 14-én és június 11-én) munkaértekezletekre került sor. Az elkészült anyagok első munkaváltozatát (CSERNY, GÁL 2007) CD-hordozón adtuk át, melynek tartalma az alábbi volt:

— Földtani szelvények és a víztestek elvi földtani rétegoszlopainak adatbázisa.

— Magyarország felszíni földtani térképsorozata, M = 1:100 000, magyarázó kötet.

— A felszín alatti víztesteket felépítő formációk, földtani és hidrogeológiai paramétereit összefoglaló táblázatok.

— A felszín alatti víztesteket felépítő formációk rövid földtani és vízföldtani jellemzése.

— Magyarország felszín alatti víztestjeit bemutató

földtani és vízföldtani, publikált és kéziratok irodalmának jegyzéke.

A földtani szelvények és az elvi rétegoszlopok megszerkesztésében, továbbá a víztestek földtani és vízföldtani leírásában résztvevő szakemberek névsorát, illetve elvégzett munkamennyiségét az 1. táblázatban foglaltuk össze. A fentiekén kívül, a térinformatikai munkák elvégzésében

1. táblázat. A földtani szelvények és a velük együtt készült rétegoszlopok szerkesztői, továbbá a víztestek földtani és vízföldtani leírásainak szerzői

Table 1. Authors of the geological cross-sections with associated stratigraphical columns and geological, hydrogeological descriptions of the groundwater bodies

Szelvény szerzők és víztest leírók névsora	Munkamennyiség (db) szelvényenként és leírásonként									
	sekély		közepes		mély		földtani leírás		vízföldtani leírás	
	egyedi	társ	egyedi	társ	egyedi	társ	egyedi	társ	egyedi	társ
Babinszki Edit			1	11			4			
Bedő Gabriella	3									
Budai Tamás					4		17	1		
Chikán Géza					17		13	2		
Cserny Tibor								1		1
Csillag Gábor					1					
Don György						12		9		
Dudko Antonina					3					
Fodor László					1					
Fügedi Ubul	4									
Gál Nóra					7			2	35	32
Gyalog László							3			
Gyuricza György					4		3			
Jakus Péter								5		
Jámbor Áron					1					
J. Edelenyi Emőke								1		2
Juhász Györgyi					6		3			
Kercsmár Zsolt			4	10			6			
Koloszár László							4			
Kuti László	5									
Magyar Árpád			7	13			7			
Makk Ágnes			2	9			5			
Marsi István							2			
Marsó Károly									28	25
Müller Tamás	3									
Nádor Annamária			2	10			3			
Pocsai Tamás	2									
Rálisch Erzsébet							2			
Róth László					4		3	3		
Sásdi László					7		7	2	12	4
Scharek Péter						12	1	16		
Szegő Éva							1			
Szentpétery Ildikó	4		1				2			
Szurkos Gábor	3									
Vatai József	6		2				1			
Zsámbok István	4									

Megjegyzés: társ = társzerzőként, egyedi = önálló szerzőként

Turczai Gábor, Tullner Tibor, Unger Zoltán, Havas Gergő, az irodalomjegyzék összeállításában Csongrádi Márta, Pálfi Éva és Demény Kriszta vállalt vezető szerepet.

Az elkészült termékek közül a földtani szelvényeket, a velük együtt a víztestekről készült elvi földtani réteg-oszlopokat és a víztesteket felépítő formációk földtani és vízföldtani leírását mutatjuk be az alábbiakban.

A földtani szelvények

A nyomvonalak kiválasztása során vezérlő elvünk Magyarország földtani szerkezetét és felépítését leginkább reprezentáló földtani szelvények elkészítése volt. Első lépésben a korábbi években publikált 1:50 000-es, 1:100 000-es és 1:200 000-es földtani szelvényeket, továbbá Hámos Géza és Haas János 1:500 000-es kéziratot szelvényeit tekintettük át, majd részben ezek alapján kijelöltük az új szelvényirányokat.

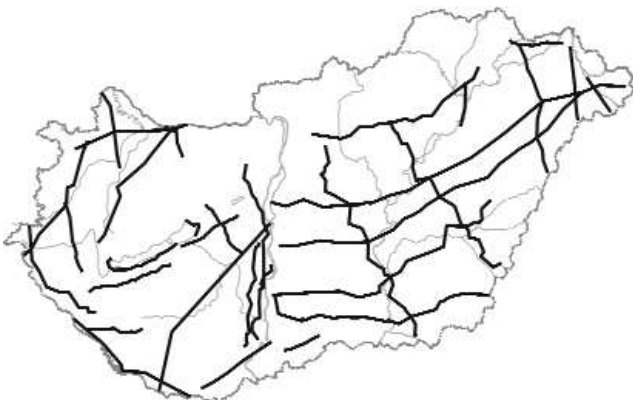
Második lépésben az 1:100 000-es szelvényeket az Informatikai Főosztályon dolgozó szakemberek készítették elő, a felelős geológusokkal együttműködve. Ehhez a felszín domborzatát az 1:50 000-es digitális terepmodellről, a földtani rétegek felszíni határait az 1:100 000-es földtani térképekről, a szelvényvonalba eső fúrások földtani rétegsorait a Magyar Állami Földtani Intézet fúrási adatbázisából informatikai eszközzel származtatták a geológusok számára (TURCZI 2007).

Ezt követően került sor a földtani szelvények megszerkesztésére. A megrajzolt szelvényeken a geológusok a víztestek földtani felépítését mutatják be, több víztesten áthúzódóan. Ez lehetőséget biztosít a korábban meghúzott víztesthatárok földtani alátámasztására vagy azok korrigálására. A földtani szelvényeket (összesen 139 db) 3 mélységtartományban szerkesztettük meg:

- sekély (maximum 50 m-es) mélységig: 34 db;
- közepes (400–600 m-es) mélységűek: 38 db;
- mély (2000–5000 m-es) szelvények: 67 db.

A megszerkesztett sekélyföldtani szelvények hálóját az 5. ábrán, a közepes mélységű és mély szelvények nyomvonalait a 6. ábrán láthatók.

Valamennyi szelvény horizontális méretaránya 1:100 000. Vertikálisan a szelvények torzítottak, a terület relatív magas-



5. ábra. Magyarország területét lefedő 1:100 000-es méretarányú sekély (max. 50 m) mélységű földtani szelvények nyomvonala

Figure 5. 1:100,000 scale shallow-depth (max. 50 m) geological cross-section network of Hungary



6. ábra. Magyarország területét lefedő 1:100 000-es méretarányú (1) közepes mélységű (400–600 m-es) és (2) mélyföldtani (2000–5000 m-es) szelvényeinek nyomvonala

Figure 6. 1:100,000 scale (1) medium (400–600 m) and (2) deep (2000–5000 m) geological cross-section network of Hungary

ságkülönbségeinek és a földtani felépítés ábrázolhatóságának függvényében: 2, 5, 10 vagy 100x-os mértékben.

A sekély szelvényeket 50 m mélységig rajzoltuk meg, elsősorban az alföldi és dombvidéki területekre (5. ábra). A szelvényeken a képződmények közzettani jellemzőit ábrázoltuk. A közepes mélységű szelvények (6. ábra) általában 400–600 m mélységig, az Alföld területére készültek el. A szelvényeken a negyedidőszaki üledékek fácies bontásban, és a fektet képző pannóniai képződmények formációként kerültek ábrázolásra. A mélyszelvények behálózják az egész ország területét (6. ábra), és mintegy 2000–5000 m mélységig ábrázolják a földtani képződményeket, formációk formájában. A közepes mélységű és a mély szelvényeken szereplő formációk neve és jelkulcsa megegyezik Magyarország 1:100 000-es méretarányú fedett földtani térképének jelkulcsával.

A szelvényeken jól láthatóak a vízföldtani szempontból fontos rétegszerkezeti (pl. redők, rétegdőlések) és tektonikai elemek (törések, eltolódási zónák).

Elvi földtani rétegoszlopok

Az összesen 108 db elvi földtani rétegoszlop mindegyike két részből áll: egy rajzos részből és egy hozzátartozó táblázatból. Minden egyes víztestre önálló rétegoszlopot készítettünk, melyen feltüntettük a földtani szelvény víztestre eső szakaszán megtalálható földtani képződményeket, korban egymást követő sorrendben, a fiatalabbtól lefelé az ismert legidősebbig bezárólag. A rajzon kiemeltük az üledékhezagokat és a diszkordanciafelületeket is.

A rétegoszlophoz tartozó táblázatban megtalálhatók a víztestet felépítő képződmények legfontosabb földtani és vízföldtani tulajdonságai, úgymint a formáció vagy a képződmény:

- neve, indexe, rövid litológiai leírása, vastagsága;
- regionális és lokális vízföldtani tulajdonságai (vízvezető képessége és hidrosztratigráfiai besorolása).

Az ún. sekély (50 méteres) szelvényekhez külön elvi rétegoszlop nem készült. A képződmények jelölése is eltér a

közepes mélységű és a mélyföldtani szelvényekétől, mivel ezek a szelvények legtöbbször csak a kvarter üledékek felső szakaszát ábrázolják. A szelvények a képződmények litológiai összetételét mutatják.

Az elvi rétegoszlopban szereplő képződmények regionális hidrosztratigráfiai jellemzését a földtani adatok (litológia, vastagsági és tektonikai viszonyok stb.) és a vízföldtani szakirodalmi adatok, illetve a regionális és országos modellezés tapasztalatai alapján adtuk meg. Először a formációkat (formációcsoportokat) egyenként minősítettük aszerint, hogy:

— vízáadó, víztartó, vízzáró hidrosztratigráfiai egységként működik-e a képződmény,

— becsült vagy irodalomból, gyakorlatból ismert regionális vízvezető képessége alapján melyikbe sorolható az 2. táblázat kategóriái közül.

A képződmények (formációk, fáciesek) egyszerűsített közettípusát (porózus, karsztos, repedezett), azok vízáadó és

2. táblázat. A porózus, a karsztos és a repedezett kőzetek regionális vízvezető képességének minősítése a közettípusok szivárgási tényezője alapján

Table 2. Regional permeability of porous, karstic and fractured formations on the basis of their coefficient of filtration

Vízvezető képesség (regionális)	Szivárgási tényező (m/d, $\sim 10^{-5}$ m/s) vízvezető közettípusonként		
	porózus	karsztos	repedezett
Kiváló/kitűnő	1000–100	–	–
Jó	100–10	100–10	–
Közepes	10–1	10–1	10–1
Gyenge	1–0,1	1–0,1	1–0,1
Rossz	0,1–0,001	0,1–0,001	0,1–0,001

Megjegyzés: A vízvezető képesség minősítési határai függetlenek a vízáadó típusától, így a különböző viztek országosan jól összehasonlíthatóak

vízvezető képességét az elvi földtani-hidrosztratigráfiai rétegoszlop utolsó oszlopában kódszámokkal jelöltük. Általános és egyszerű szabály: a 3. táblázatban szereplő

3. táblázat. A vízföldtani szempontból egyszerűsített fő képződménytípusok hidrosztratigráfiai csoportjai

Table 3. Hydrostratigraphic units of the simplified major formation types

Üledékek és porózus kőzetek (P) hidrosztratigráfiai csoportosítása <i>Hydrostratigraphical classification of sediments and porous rocks (P)</i>				
Regionális vízvezető képessége (szivárgási tényező: k, m/nap)	jó, vagy kiváló (k>50)	közepes (k=5–50)	alacsony (k=0,1–5)	rossz (k<0,1)
Lokális vízáadó képesség: fúráshozam mért kettős fajlagos vízhozam (q'', l/min/m); vagy forráshozam: q, l/min)	jó vagy kiváló (q''>10)	közepes (q''=1–10 vagy q>100)	gyenge (q''=0,1–1 vagy q=1–100)	rossz (q''<0,1 vagy q<1)
Dominánsan durva törmelék (törmelék, kavics, homokos kavics)	P11	P12		
Dominánsan homokos (kevertszemcsés homok, kavicsos, közetlisztes)		P22	P23	
Dominánsan finomszemcsés (közetliszt, agyag, finomhomokos)			P33	P34
Kevertszemcsés üledékek, ahol a homok van túlsúlyban		P42	P43	
Kevertszemcsés üledékek, ahol a finomszemcsés képződmények vannak túlsúlyban			P53	P54
Szerves eredetű rétegek (tőzeg, tőzeges rétegek)	P61	P62	P63	
Karsztos kőzetek (K) hidrosztratigráfiai csoportosítása <i>Hydrostratigraphical classification of karstified rocks (K)</i>				
A regionális karsztosodás mértéke Regionális vízvezető képessége (szivárgási tényező: k, m/nap)	erős jó vagy kiváló (k>10)	közepes vagy gyenge alacsony vagy közepes (k=0,1–10)	nem karsztosodott, üde rossz (k<0,1)	
Mészkő	K11	K12	K13	
Dolomit	K21	K22	K23	
Biogén mészkő	K31	K32	K33	
Karsztosodásra hajlamos kőzettestek váltakozása egyéb üledékes kőzettel		K42	K43	
Repedezett kőzetek (R) hidrosztratigráfiai csoportosítása <i>Hydrostratigraphical classification of fissured rocks (R)</i>				
A regionális mállottság és repedezettség mértéke, egyes esetekben a kőzet kettős porozitása Regionális vízvezető képessége (szivárgási tényező: k, m/nap)	mállott, erősen repedezett, vagy kettős porozitású képződmény jó vagy kiváló (k>10)	mállott, közepesen vagy gyengén repedezett alacsony vagy közepes (k=0,1–10)	nem mállott, nem repedezett, üde rossz (k<0,1)	
Üledékes durvatörmelék kőzetek (breccsa, konglomerátum, durvaszemcsés homokkő)	R11	R12	R13	
Üledékes, finomszemcsés kőzetek (argillit, agyagkő, márga)	R21	R22	R23	
Szerves eredetű kőzetek (lignit, barnaszén)	R31	R32	R33	
Metamorf kőzetek	R41	R42	R43	
Mélyégi magmás kőzetek	R51	R52	R53	
Vulkáni és vulkáni üledékes kőzetek	R61	R62	R63	

táblázatban a porózus képződmények P, a karsztos képződmények K, a repedezett kőzetek R jelölést kaptak. A táblázatokon belül az első szám a sorokat (egyszerűsített kőzetösszetétel szerinti felosztást), a második szám az oszlopokat (a vízvezető képességet) jelöli.

A későbbi informatikai feldolgozás után a szelvényeken és térképeken ezekhez a számokhoz rendelt jelek és színek jelennek meg. A vízadó típusa szerint a porózus, a karsztos és a repedezett kőzettípusokat eltérő színekkel különítjük el, a vízvezető képességet pedig színárnyalatokkal fejezzük ki. Az eredeti kőzetösszetételt a vízföldtani szelvényeken, majd a térképen sraffozással ábrázoljuk.

A víztestek rövid földtani, vízföldtani jellemzése

A leírás röviden összefoglalja a földtani szelvény és elvi földtani-vízföldtani rétegoszlopon látható és kiemelendő információkat, illetve az ott nem eléggé szembetűnő vagy ki nem fejezhető, de földtanilag vagy vízföldtanilag fontos sajátosságokat (pl. a képződmény litológiai változékonysága, tektonikai elemek és diszkordancia jelenléte stb.).

A víztest földtani és vízföldtani felépítését néhány tételes, a területét ismertető vagy azt jellemző jelentősebb földtani és vízföldtani szakirodalom felsorolása követi.

A fájlok neve a víztest megnevezése, utolsó betűjelekkel elkülönítve a földtani és a vízföldtani feladatokat elvégző MÁFI-s szakember monogramja (például):

— HU_h.1.1_BT_GN.xls = a víztest elvi földtani rétegoszlopának Excel-táblázatba foglalt földtani, vízföldtani tulajdonságai, a víztest hivatalos nevének feltüntetésével, Budai Tamás geológus és Gál Nóra hidrogeológus által feldolgozva.

— HU_h.1.1_BT_GN.doc = a fenti víztest rövid leírása a fenti szerzők által.

Önálló fejezetbe gyűjtöttük össze a felszín alatti vizeket érintő földtani, hidrológiai és hidrogeológiai irodalmi művek jegyzékét, segítséget adva témával foglalkozó szakembereknek a víztestek részletesebb megismeréséhez.

Eredmények

A Magyar Állami Földtani Intézet által elvégzett munka a felszín alatti vizek monitoring-rendszerének felállításához és a program beindításához szükséges földtani alapokat szolgáltatta. Az elért eredmények az alábbiakban foglalhatók össze:

1. Megkezdődött egy egységes szemléletű, vízföldtani szempontokat is figyelembe vevő földtani térmodell kialakítása 1:100 000-es méretarányban, az azonos méretarányban elkészült és az egész országot lefedő felszíni földtani térképsorozat folytatásaként.

2. Az egész országot behálózó szelvények segítségével képet alkothattunk a felszín alatti térrész felépítéséről és a legfontosabb földtani szerkezetekről, alkalmat adva ezzel a

korábban kijelölt víztestek egymáshoz való viszonyának bemutatására és a víztesthatárok pontosítására.

3. A földtani szelvényekhez kapcsolódóan elvi földtani-hidrostratigráfiai rétegoszlopok is készültek, külön-külön a szelvényekre eső víztestek mindegyikére.

4. Rövid földtani és vízföldtani leírás foglalta össze az egyes víztesteket jellemző kiemelkedően fontos információkat, illetve a szelvényeken — a méretarány következtében — ki nem fejezhető, de földtanilag, vagy vízföldtanilag fontos sajátosságokat.

5. Elkészült a víztestekhez kapcsolódó legfontosabb földtani és vízföldtani szakcikk és kutatási jelentések irodalomjegyzéke.

A közeljövő feladatai

A fentiekben ismertetett anyagok szakmai lektorálása nem történt meg, ezért kéziratként, belső használatra készültek. Ennek ellenére, a vízügyi szakemberekkel közösen sikerült földtani alapot szolgáltatni a felszín alatti vizek monitoringrendszerének felállításához és megindítani a monitoringprogramot, továbbá felülvizsgálni a korábban kijelölt víztesthatárokat. Ezzel befejeződött a Víz Keretirányelvben megfogalmazott második feladat-szakaszt megalapozó földtani-vízföldtani munka.

A Víz Keretirányelvben rögzített további feladatszakaszok határideje nagyon szoros, ami jól megszervezett feladatok elvégzését követeli meg a *vízügyi szakemberek* részéről. E feszített munka földtani és a vízföldtani megalapozásában a Magyar Állami Földtani Intézet szakembereinek további meghatározó szerepe lesz, melyre vonatkozó igényét a Vízgazgató és a Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium kinyilvánította. Az intézetünk szakemberei előtt álló közeli és távoli feladatokat az alábbiakban foglaljuk össze.

A *geológusok* feladata az elkészült földtani szelvények, továbbá a víztestekre vonatkozó elvi földtani rétegoszlopok és a rövid szöveges leírások tartalmának szakmai ellenőrzése. Ezt követheti a szakmai eredmények publikálása szakmai területen és a nagyközönség felé.

A *hidrogeológusok* feladata a regionálisan már jellemzett képződmények vízföldtani minősítésének kiegészítése a víztestek területén elhelyezkedő kutak, kútsoportok, illetve források adataival, továbbá az elkészült földtani szelvények vízföldtani szelvénné történő konvertálása. Ez alapul szolgál a víztestek koncepcionális vízföldtani modelljének elkészítéséhez, amely elengedhetetlen a vízgyűjtő-gazdálkodási tervekhez.

A víztesteket felépítő képződmények regionális hidrostratigráfiai tulajdonságainak lokális vízföldtani paraméterekkel történő folyamatos kiegészítése, a víztestek egészének minél pontosabb jellemzése, a felszín alatti vizek mennyiségi és kémiai monitoringját elősegítő rendszer finomítása, szükség esetén korrigálása, továbbá az eredmények adatbázisba szervezése lehetőséget ad a 2009-ig elkészítendő vízgyűjtő-gazdálkodási tervek elkészítéséhez.

A fentiekben megfogalmazott feladatok elvégzése lehetőséget ad a Víz Keretirányelvben előírt harmadik munkaszakasz teljesítésére, és biztosítja a Magyar Állami Földtani Intézet további aktív részvételét a vízgyűjtő-gazdálkodási tervek (VGT) földtani megalapozásában is.

Köszönetnyilvánítás

A cikk szerzői köszönetüket fejezik ki mindazon kollégáiknak (Brezsnyánszky Károly, Havasné Szilágyi Eszter, Hibbeyné Joó Márta, Jocháné Edelényi Emőke, Liebe Pál, Tóth György), akiknek munkája nélkül nem kezdődhetett volna el ez a kutatási projekt, és nem jöhettek volna létre a bemutatott eredmények.

Irodalom — References

- CSERNY T., GAL N. 2007: EU Víz Keretirányelv. Felszín alatti víztestek földtani és vízföldtani jellemzése. Jelentés a 2006. július – 2007. március között elvégzett feladatokról. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GAYER J. (szerk.) 2005: *Európai összefogás a vizek jó állapotáért. A Víz Keretirányelv végrehajtásának helyzete Magyarországon és a Duna-vízgyűjtőkerületben.* — A Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium kiadványa, 99 p.
- Nemzeti jelentés 2005. Az Európai Parlament és Tanács 2000/60/EK sz. „Az európai közösségi intézkedések kereteinek meghatározásáról a víz politika területén” c. irányelvben 2005. március 22.-ei határidővel előírt Jelentés a Duna vízgyűjtőkerület magyarországi területének jellemzőiről, az emberi tevékenységek környezeti hatásairól és a vízhasználatok gazdasági elemzéséről. — *Elektronikus dokumentum*, <http://www.euvki.hu>
- TURCZI G. 2007: Magyarország felszín alatti vizeinek földtani térinformatikai adatbázisa. — *Térinformatika* 2007 (6), pp. 8–10.

Meteoritkráter-tanulmányok

Impact crater studies

DON GYÖRGY, SOLT PÉTER

Magyar Állami Földtani Intézet, H-1143 Budapest, Stefánia út 14.

. 

Tárgyszavak: meteoritkráter, szferula-szintek, Magyarmecske-anomália

Összefoglalás

Korábbi kutatásainkban különböző korú (perm-triász, késő-eocén, pleisztocén stb.) földtani képződményekben mutattunk ki kozmikus mikroszferula-dúsulásokat és meteorithullás-rekonstrukciót végeztünk a szórási mező szferula-eloszlása alapján. Jelen tanulmányban röviden tárgyaljuk a meteoritkráterek geomorfológiai, kőzettani, ásványtani és geofizikai jellemzőit. A hazai impakt kráterek kutatásának története a kezdetektől napjainkig. Eddig a feltételezett meteoritkráterek közül csak a magyarmecskei, geofizikai anomáliával kimutatott földtani szerkezet kozmikus eredete valószínű. A földtörténet során képződött nagyobb kráterek kiszórt anyaga a magyarországi földtani képződményekben is megtalálható. Végül bemutatunk néhány észtországi, németországi és ukrainai meteoritkrátert, melyeknél terepbejárás során összehasonlítható kőzetmintákat gyűjtöttünk.

Key words: impact crater, spherule-horizons, Magyarmecske-anomaly

Abstract

Former studies of the authors focused on cosmic spherule occurrences in the geological record, and meteorite fall reconstructions.

We introduce the characteristic features (geomorphology, petrography, mineralogy, geophysics) and short description of impact cratering events. History of impact crater research in Hungary, buried crater in Magyarmecske detected by geophysical method. From the large impact events fallout materials and impact spherules were found in the geological sediments in Hungary. Fieldwork studies and sample collecting in some impact craters of Estonia, Germany and Ukraine.

. 

Bevezetés

A kozmikus események kutatása során eddigi munkáinkban elsősorban kozmikus por, meteoritaprózódás- és szórásmező-vizsgálatokra koncentráltunk (DETRE 1994; DETRE et al. 2000, 2002; DON 1996; MARSÍ et al. 2004; DOSZTÁLY 1994; KÁKAY SZABÓ 1997; GÁL-SOLYOS, DON 2004; SIEGL-FARKAS, WAGREICH 1995; SOLT 1996; SOLT et al. 2003), ugyanakkor nem hagyhatjuk figyelmen kívül az impakt események tanulmányozását sem. Az intenzív, sokszerű hőhatásokra (kozmosz porütöközések, meteoritaprózódás, légkörbe való belépés hősokkja stb.) olvadákfázi-

son átmert és gömb alakú különféle kozmikus eredetű szferulákhoz sokban hasonlítanak az impakt hatásra létrejött mikrotektitok (GLASS 1990). Az impakt eseményekből származó anyagok globális (a kréta/tercier határon), regionális (Kelet-ázsiai-tektitmező, eocén/oligocén mikrotektit horizont, Ries-moldavitok, Bosumtwi-kráter kiszórt anyaga stb.) és lokális (Macha-kráter, Kaali-kráter stb.) vezetősínteket alkotnak. Vizsgálatainkat részben a fenti okok miatt kiterjesztettük a meteoritkráterek kutatására is. Beszámolunk a hazai meteoritkráter-kutatások kezdeteiről és jelenlegi állásáról (cáfolt: Magyarpolány, Szilvágy, Kishajmás, Meggyespuszta, valószínű: Magyarmecske). A nagyobb meteorit-

kráterek visszahullott anyaga, mikrotektitjei a hazai üledékes kőzetekben is megtalálhatók. Földrajzi közelségük miatt és a létrejött nemzetközi kutatási együttműködéseknek köszönhetően terepi megfigyeléseket és összehasonlító kőzetmintagyűjtést végeztünk észtországi (Kaali, Ilumetsa), németországi (Ries, Steinheim) és ukrainai (Boltis, Ilinyec) meteoritkrátereknél. Az 1. ábra a tárgyalt meteoritkráterek földrajzi elhelyezkedését mutatja.



1. ábra. A meteoritkráterek földrajzi elhelyezkedése

1 – Magyarmecskesi feltételezett kráter, 2 – Ilumetsa, 3 – Kaali, 4 – Ries, 5 – Steinheim, 6 – Boltis, 7 – Ilinyec

Figure 1. Geographical setting of the meteorite craters

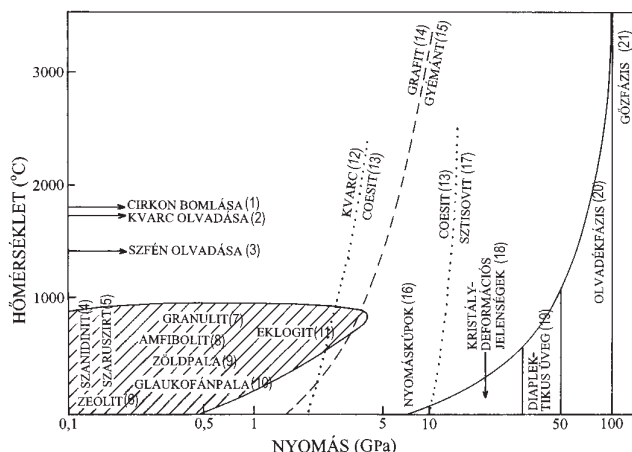
1 – Magyarmecskesi possible buried crater, 2 – Ilumetsa, 3 – Kaali, 4 – Ries, 5 – Steinheim, 6 – Boltis, 7 – Ilinyets

Meteoritkráterre utaló jelenségek

A becsapódásos szerkezetekre utaló jelenségek közül (VON ENGELHARDT 1990, GLASS 1990, BOUSKA 1994, FRENCH 1998 stb.), felsorolásszerűen bemutatunk néhányat az alábbiakban. A kozmikus test becsapódásakor fellépő sokkhatás hőmérséklet és nyomásdiagramját a 2. ábrán mutatjuk be.

Szerkezeti kép:

— A meteoritkráterekre gyűrűs szerkezet jellemző. A becsapódó test méretétől, összetételétől és a cél- (target-rock), vagy befogadó kőzettől függően kisebb (egyszerű) vagy nagyobb (összetett) kráterforma jön létre, utóbbinál belső gyűrű (*inner ring*) és/vagy kiemelkedő központi kúp



2. ábra. Az endogén és sokkmetamorfózis P-T mezőinek összehasonlítása (KOEBERL 1997 és GRIEVE 1987 után)

Az ábra a sokkhatásor fellépő irreverzibilis szerkezeti átalakulásokat mutatja a nyomás és a hőmérséklet függvényében, gránitos célkőzet esetén. A sraffozott terület az endogén zóna

Figure 2. Comparison of pressure-temperature fields of endogenic and shock metamorphism (after KOEBERL 1997 and GRIEVE 1987) Indicated are the onset pressures various irreversible structural changes in the rocks due to the shock metamorphism. The diagram shows the relation between pressure and post-shock temperature for shock metamorphism of granitic rocks. The hatched area is the endogene zone. (1) zircon decomposes, (2) quartz melting, (3) sphene melting, (4) sanidine, (5) hornfels, (6) zeolites, (7) granulite, (8) amphibolite, (9) greenschist, (10) glaucophane schist, (11) eclogite, (12) quartz, (13) coesite, (14) graphite, (15) diamond, (16) shatter cones, (17) stishovite, (18) planar deformation features (PDF), (19) diaplectic glasses, (20) melting, (21) vaporization

(central uplift) is megjelenik. Szekunder kráter alakulhat ki a föllázított kőzettömegek utólagos tömörödése következtében létrejövő kráterbeszakadás során. Távérzékelési módszerekkel a környezetükből kiemelkedő gyűrű- és körformák, valamint a bemélyedő tál alakú mélyedések lehetnek figyelemreméltóak.

Kőzettani jellemzők:

— A becsapódás után föllépő robbanás és szívó hatás által kibillentett alapkőzet.

— Fölszaggatott és visszahullott megablokkok.

— A hirtelen nagy nyomáson egymásba préselődött kőzettömegekből képződött nyomás- vagy lökésűkúpok (*shatter cone*), melyek jellegzetes ék alakú, minden oldalukon egy csúcs felé mutató rovátkákkal barázdáltak. Méreteik alapján a pár centiméteres kőzetdaraboktól pár méteres szikláig terjedhetnek.

— Szökőár jelenségek nyomai, óriáscunami hatására kialakult jellegzetes rétegek, sokkhatásra összeütődött „kráteres” kavicsok.

— Többszörösen összekeveredett (*polymict*) breccsásodott kőzetek (amelyek a befogadó kőzetek és a becsapódó kozmikus anyag törmelékes és megolvadt részecskéit egyaránt tartalmazzák). Hirtelen magas hőmérsékleten megolvadt, visszahullott törmelék és gyorsan lehűlt üveges anyagok, suevit képződése.

— Vulkáni bombákhoz hasonló aerodinamikus formák.

— Összetőredezett, breccsásodott célkőzet.

— Lazább, üledékes eredetű befogadó kőzetek (pl. homok, márga) esetében plasztikus deformáció.

Ásványtani jellemzők:

— Ásványszemcséken tapasztalható kristálydeformációs jelenségek. Ezek kizárólag pillanatszerű, nagy nyomásnövekedés hatására jönnek létre, pl. PDF (*Planar Deformation Features*) struktúra (a párhuzamos kristálysíkcsoportok jellemzően 30–60 fokos szögben érintkeznek egymással) főként a kvarckristályokban (I. tábla, 1. fénykép), de más ásványszemcsékben (pl. földpát, amfibol, piroxén) is.

— Diaplektikus üveg, stishovit, coesit.

— Kristályszerkezeti síkok mentén összetört biotitok, szétkülönült cirkonok.

— Karbonátos üledékekben a széntartalomtól képződött mikroszkopikus grafit, gyémánt.

Visszahullott anyag:

— A becsapódáskor keletkezett hő által megolvastott földi kőzetek Si-tartalmú olvadékai, cseppek, szilánkok, aerodinamikusan bombák, melyek esetenként nagy területeket borítanak be és tektitmezőket alkotnak. Elnevezésük az előfordulási helyük szerint változik (moldavit, vietnamit, indochinit, zhamanshinit, irghizit, Darwin-üveg, Elgigitgin-üveg, líbiai sivatagi üveg stb.). A száz mikrontól pár milliméterig terjedő mérettartományban a gömb alakú olvadékok mikrotektit-horizontokat (GLASS 1990) alkotnak, melyek kiválóan alkalmasak földtani korrelációra.

Kozmikus test maradványai:

— Kisebb meteorzáporok és kis kráterek esetében a leolvadás során képződött meteorit eredetű szferulák találhatók, nagyobb kráterek képződésekor a kozmikus test darabjai is föllelhetők.

— Vasmeteoritok esetében vas- és nikkeltartalmú magnetoszferulák vannak a szórásmezőn.

— Cr–Ni-spinellek, iridium-anomália, meteoritokra jellemző elemarányok, geokémiai anomáliák.

Elpusztult növényzet maradványai:

— A becsapódás okozta tűzfelhőben elégett növényzetből korom és fullerének képződése.

Utólagos hatások:

— Utólagos posztimpakt vulkanizmus, jellegzetes Sudbury-típusú ércesedés, posztimpakt hidrotermák után lassan hűlő tö üledékei a kráterben.

— A becsapódáskor összetöredezett, föllazult kőzettömegek a visszahullott anyaggal együtt fokozatosan újra tömörödnek, melynek következtében a kráter területe sok esetben lezökken, hasonlóan a beszakadásos kalderákhoz.

Eltemetett kráterek geofizikai jellemzői:

- gravitáció: kis értékű negatív gravitációs anomália,
- geoelektromosság: sokszor jelentős, akár nagyságrendnyi pozitív vezetőképesség-anomália,
- szeizmika: negatív szeizmikus sebességanomália,
- mágnesség: nem ad jellemző képet.

Kráterkutatás Magyarországon

A meteoritkráterek földi előfordulását kezdetben sokan kétkedéssel fogadták, majd az egyértelmű bizonyítékok

után hirtelen számos helyen meteoritbecsapódásokat véltek felefedezni. Jó néhányra az úrfelvételek hívták föl a figyelmet. GRAHAM (1985) kráterkatalógusa 332 szerkezetet sorol föl bolygónkon, jelezve az elfogadottság mértékét (24 elfogadott, 266 kérdéses és 42 cáfolt). Az internetes Earth Impact Database 2007-ben már 174-et tartott egyértelműen bizonyítottnak, de ezek közül egyetlen sem volt a Kárpát-medencében.

JAKUCS (1975) elevenítette föl KALJUVEE (1933) elméletét, miszerint a nagy asztroblémák mintájára a Kárpát-medence is egy óriási meteoritbecsapódás következtében jött volna létre. Az eredeti teóriát már HEIDE (1957) is cáfolta, az elképzelés ma már csak tudománytörténeti érdekesség.

Később többen fölfigyeltek körkörös szerkezetekre, ám ezekről mihamar megbizonyosodott, hogy nem impakt eredetűek.

MÉSZÁROS (1985) és MOLDAVAY (1987) a Bakony térsége során Magyarpolány térségében tételezett föl meteoritkrátert, és a becsapódás következményének tulajdonították az általuk talált „belőt”-nek vélt kavicsokat. Az elméletet és főként a föltételezett kráter körvonalait már a kezdetben is sokan megkérdőjelezték, míg végül SZEDERKÉNYI (1996) cáfolta a kör alakú szerkezet létezését. Szerinte az ábrázolt „belőt” kavicsban lévő lyuk kevésbé ellenálló kőzetzárvány kioldódásának következménye. Itt kell viszont megemlítenünk, hogy az Azuara-impakt eseményhez kapcsolható óriás szökőár sokkhatására összeütközött jellegzetes „kráteres kavicsokat” figyelt meg ERNSTON et al. (2001) az északkelet-spanyolországi tarka homokkő konglomerátumban. Az itt talált kavicsok felületén sajátos, gyűrű alakú bemélyedések látszanak. A kérdéses magyarpolányi területet bejárva, az előfordulási helyen található kavicsokon látható mélyedések, az előbb említettektől viszont merőben eltérőek. A kerek, ovális, ujjnyomszerű, sekély bemélyedéseket (I. tábla, 2. fénykép) megvizsgálva a nyomokat nyomásos oldódás eredményének tartjuk. VÉGH (1959) az Északi-Bakony miocén (helvét) képződményeiben általa talált benyomatos kavicsokon észlelt kerek és sekély benyomódásokat is meteoritbecsapódás következményének tartotta, ám ezek is nyomásos oldódást szenvedett kavicsok.

Kalafut Miklós a Mecsek kutatása során légifényképen figyelte föl a „Kishajmási körre”. Noha az 1:10 000-es térkép topográfiája alapján az impakt eredet kizárható volt, terepen is megvizsgáltuk a területet. A kiemelt helyzetű Soma-tető kör alakban övezik a lefutó völgyek, a lefutó északnyugati pereméről induló Pusztavölgy a magyarpolányihoz hasonló nyomásos oldódást szenvedett kavicsokat tár föl. Meteoritbecsapódásra utaló morfológia és kőzettípus a helyszínen nem található.

Szilvágy határában (Zala megye), repülőről megfigyelt „Szilvágyi patkó” esetleges impakt eredete is fölmerült (ARDAY et al. 1999), ám a terepbejárás során völgyfőrogyásnak bizonyult. Az általunk végzett sekélyfúrások anyagában nem volt meteoritbecsapódásra utaló kőzetanyag.

Mindezeknél „kör” formákra figyeltek föl, ugyanakkor a meteoritkráterek inkább „gyűrű” alakban rajzolódhatnak ki

környezetükből, az ettől ellenállóbb anyagú, eltérő kőzetösszetételű és ezért kiemelkedő kráterperem miatt.

NÉGYESI (2006) hadtörténész légifényképek kiértékelése során Szentkirályszabadja határában (Meggyespuszta) egy világos színű, kb. 800 m átmérőjű gyűrűformára lett figyelmes, mellyel kapcsolatban fölvetette egy hajdani meteorit becsapódásának lehetőségét is. A terepen viszont nem gyűrű alakú perem mutatkozik, hanem egy fokozatosan mélyülő és csak közel kör alakú depressziós térszín, melyet észak–déli irányból a széleken keskeny árok is megnyit. Ez a forma nem becsapódásos szerkezet, hiszen egy 800 m átmérőjű kráter peremének ellenálló kőzetébe nem vágódhatna bele a fiatal erózió, mint jelen esetben. A Balatonfelvidék földtani térképezése során (1985–1990) a MÁFI geológusainak már föltűnt a Kasza-völgyben a felszínen lévő kerek forma és két fúrást is mélyítettek szerkezetének tanulmányozására. Északon a középső- és felső-triász dolomitra, délen pedig a középső-triász mészkőre és tufára 2 m vastag miocén bauxittörmelékcs agyag települ, melyet 2 m pleisztocén lösz, majd vékony holocén talaj fed be (BUDAI, CSILLAG 2007). Veszprém és Várpalota között több hasonló karsztos töbrökítőltés is ismert. A „Meggyespusztai gyűrű” kozmikus eredete tehát ugyancsak valószínűtlen. A légifényképen látható gyűrű a lejtőn kipreparálódott világosabb tónusú agyagos kőzetanyag.

Az eddig vizsgált hazai meteoritbecsapódásra utaló nyomok közül jelenleg legígéretesebb az a geofizikai mérésekkel kimutatott ~6 km átmérőjű szerkezet, melyre BODOKY et al. (2004) figyelt föl Magyarországon. Itt 300 m mélységben a felső-karbon homokkőösszletben meteoritkráterekre jellemző gravitációs anomália rajzolódik ki. Föltehető, hogy ennek az impakt eseménynek a lokális szórásmezőjéből származó és impakt hatásra képződött jellegzetes anyagát (coesit, szferulák) találták meg (GYURICZA 2001) az áthalmozott üledékek maradványaiban, az üveghutai fúrások legalsó rétegeiben a pleisztocén alatt, a gránit fölötti szintben is?

Meteoritkráterek kiszórt anyagának előfordulása Magyarországon

Az impaktok egyre pontosabb kormeghatározásának köszönhetően a nagy becsapódások során a sztratoszférába jutott, majd visszahullott és mindent beborító mikroanyagok fontos korjelzők, és rétegtani korrelációt is lehetővé tesznek. Azaz, a kozmikus esemény méretétől függően lokális-, regionális- és globális eseményekhez kapcsolódó, pillanatszerű eseményt jelző szinteket alkotnak. Mivel az eddig elfogadott nagyobb meteoritkráterek közül nem kevés viszonylag közel van a Kárpát-medencéhez, illetve közel volt a becsapódáskor a földtörténet során azóta idesorodott közettömegekhez, joggal föltételezhető, hogy a kiszórt és visszahullott mikroszkopikus anyaguk megtalálható az eredeti időhorizont rétegében, vagy éppen áthalmozottan Magyarországon is (1. táblázat).

A cseh- és morvaországi moldavitok a Ries-kráterből származnak, a Popigai-kráterhez kapcsolható felső-eocén mikrotektitszint Olaszországban is megtalálható (CLYMER et al. 1995), a Chicxulub-kráter anyaga a Föld valamennyi (SMIT 1999) kréta/tercier határszélvénnyében kimutatható, a kanadai Manicouagan-kráter kiszórt mikroszferula anyagát megtalálták Dél-Angliában (WALKDEN et al. 2002).

A szferulakutatások során számos esetben bukkantak hazai rétegekben és fúrásmintákban is olyan üveges szferulákra, melyek regionális hatású impakt jelenségekkel hozhatók összefüggésbe.

A csővári triász-júra határszélvénnyel földolgozása során PÁLFY (2003) kitért a korszak közeli nagy impakt eseményeire is (Puzsecs Katunki, Manicouagan), de a csővári rétegsorban nem talált impakt anyagot.

SZARKA (1991) fölvetette, hogy a Magyarországon Mp-42-es fúrás felső-kréta rétegeiben talált üveges, mágneses összetételű, kozmikus eredetű szferulák (SIEGL-FARKAS, WAGREICH 1995; BODROGI et al. 1996; SZARKA 1996) egy távolabbi becsapódási kráterből származhatnak.

1. táblázat. Nagy szórásmezőjű meteoritkráterek, melyek kihullott mikroanyaga lehetséges a Kárpát-medence üledékeiben

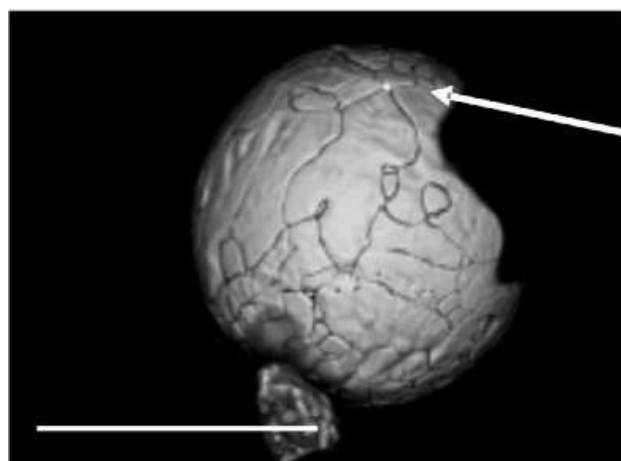
Table 1. Possible micro-sized fallout material from big impacts in the sediments of the Carpathian Basin

Kráter* Crater	Kor* Age	Átmérő* Diameter	Szórásmező feltételezett átmérője Supposed diameter of the strewn field	A kráter mai távolsága a Kárpát-medencétől Present crater distance from the Carpathian Basin
	millió év – My		km	
Obolon	169±7	20	2 000	1 000
Rochechouart	214±8	23	2 300	1 400
Ries	15,1±0,1	24	2 400	800
Boltis	65,17±0,64	24	2 400	700
Azuara	40	30	3 000	2 000
Kara	70,3±2,2	65	6 000	4 000
Puzsecs Katunki	167±3	80	8 000	8 000
Chesapeake Bay	35,5±0,3	90	9 000	7 000
Popigaj	35,7±0,2	100	10 000**	8 000
Manicouagan	214±1	100	10 000***	8 000
Chicxulub	64,98±0,05	170	Globális****	11 000

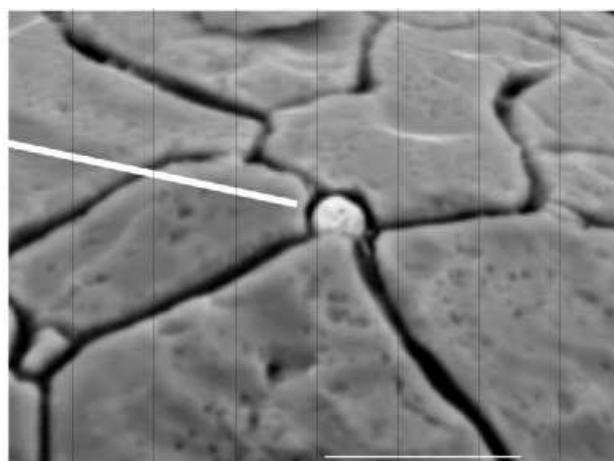
A szórásmezők feltételezett átmérőit a Popigaj-, a Manicouagan- és a Chicxulub-kráterek adatai alapján számoltuk ki

The supposed diameters of the strewn fields by the data of Popigai, Manicouagan and Chicxulub craters

* Earth Impact Database, ** CLYMER et al. 1995, *** WALKDEN et al. 2002, **** SMIT, J. 1999.



100 μm



10 μm

1. fénykép. III. típusú, Fe-Ni-szferula, melyben a platinacsoport elemei is megjelennek kis szemcsék formájában (L1 Lösshorizont, Bátaapáti)
Photo 1. III-type (Fe-Ni) spherule with PTG nugget (L1 Loess Horizon, Bátaapáti, Hungary)

A Nagylózs Nlt-1-es fúrás miocén korú rétegeiben talált kozmikus eredetű szferulákat SZÖÖR et al. (1995) publikálta.

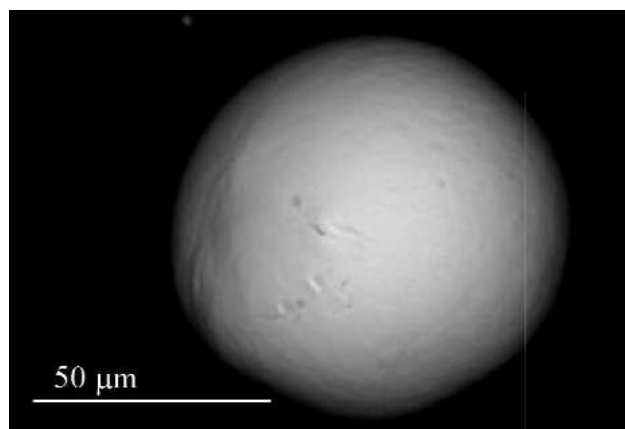
Ugyancsak figyelemre méltóak az Üvegputa Űh-5-ös fúrásban (GYURICZA 2001), a Paksi I. és II. szint, idős löszében talált coesitek, és moissonitok. Coesitet találtak többek között a Barringer (Meteor)-kráterben CHAO et al. (1962) és a Ries-kráterben LENZ et al. (1995) is. Ugyanakkor coesitet írt le JINGBO et al. (2001) ultramagas nyomású (UHP) gránitgneiszben talált cirkonokban, valamint TRELOAR et al. (2003) a pakisztáni Himalájából ultramagas nyomású eklogitokban is megfigyelte ezt az ásványt. Moissonitokat a természetben először az arizonai Barringer-meteoritkráterből írtak le. Megemlítenénk, hogy a szintetikus moissonit, a „karborundum” gyémánthoz közeli keménységének (9,25) köszönhetően fűrőfejekben is használatos, ezért meg kellene vizsgálni, hogy teljesen kizárható-e a fűrőfejből kipattant szennyeződés. SZÖÖR et al. (2001) az üvegputai térségben (Űh-5 fúrás 54,6–54,8 m közötti szakaszában) leírt üveges összetételű szferulákat impakt eredetűeknek tartja.

A Mórággyi-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékeiből (MARSI et al. 2004), réteggörrelációra is alkalmas markerként is felhasználható, különféle genetikájú (vulkáni és kozmikus) szferulákat mutattunk ki az Űh-37-es fúrásból, valamint egy közel teljes löszszelvényből (Bátaapáti). Az L1. löszhorizontban talált III. típusú (1. fénykép), kozmikus Fe-Ni-szferulákhoz hasonlókat írt le DONG et al. (1993) Kanadából, hasonló korú képződményekből. Az L7-es löszhorizontból, a Brunhes-Matuyama paleomágneses váltás fölött talált I. típusú (csak Fe-tartalmú) szferulákkal (2. fénykép) azonosakat találtak a kínai mikrotektitszintben (LI-CHUN et al. 1993) is. Mindkét esetben fölmerül, hogy ezeket a szferulákat egy-egy globális hatású kozmikus esemény hozta létre.

A Bükk hegységben (Bálvány, Gerennavár és Kemesnye-hegy), a perm/triász határon általunk talált szferulák

(DETRE et al. 2000, SOLT et al. 2003) hasonlóan MIONO (1995, 1998) által a japán és kínai perm/triász határon találtakhoz, kozmikus por eredetűek. Mindezek a NASA magas légkörben gyűjtött kozmikus eredetű (C-típusú) vastartalmú mikroszferuláival (NASA 1982, 1991, 1992) egyeznek. Itt kell megemlítenünk BECKER et al. (2001) által több perm/triász határon talált fullerénekre alapozott és sok vitát kiváltó (BRAUN et al. 2001) impakt hipotézisét. A paleozoikum/mezozoikum határáról eddig egyetlen bizonyított és alaposan megkutatott meteoritkráter ismert, a brazil Araguainha (HAMMERSCHMIDT 1995), melynek viszont átmérője (40 km) miatt nem lehetett globális következménye, hatása csak kisebb regionális területre terjedt ki.

A hazai kutatók közül BÉRCZI (2000, 2003) a Holdon és a bolygókon lévő meteoritkráterek közzettanával foglalkozik, GUČSIK et al. (1998) az elefántcsontparti Bosumtwi-krátert tanulmányozta, újabban pedig az impakt ásványok szerkezetének katódlumineszcenciás vizsgálatait GUČSIK et al. (2004) végzi.



2. fénykép. I. típusú, Fe-szferula (L7 Lösshorizont, Bátaapáti)

Photo 2. I-type (Fe) spherule (L7 Loess Horizon, Bátaapáti, Hungary)

Meteoritkráterek Észtországban

Észtország területén máig hat meteoritkráter, illetve -krátercsoport ismert (Illumetsa, Kaali, Kardla, Neugrund, Simuna, Tosörikme). Részt vettünk Észtországban az 1997. évi „Impact and extraterrestrial spherules: New tools for global correlation” konferencián, melyen számos előadás hangzott el a legújabb kutatási eredményekről és fölkerestünk több meteoritkrátert is.

Illumetsa kráterek

Észtország délkeleti részén, a szórásmezőn három nagyobb (80, 50 és 19 m átmérőjű) és két kisebb kráter látható nyírral vegyes fenyőerdőben a felszínen, a legnagyobb 15–20 m a legkisebb 5–8 m mély. A célkőzet középső-devon homokkő és aleurit, amelyet mindössze 2–6 m vastag holocén talaj és pleisztocén homokos kavics fed. A meteorit valószínűleg keleti irányból érkezett, mert a főlészakított és megemelt kráterperem keleti ívére borult rá a kilökődött anyag is, ezért ez a magasabb. A kráterek közelében a kvarter fedőüledékek szelvényezése során megtalálták a becsapódáskor megolvadt földi kőzetekből képződött üveges szférulákat („mikroimpaktitokat”) is. Az 5,6–5,7 méter mélyen húzódó szférulaszint (RAUKAS et al. 2001) kora a radiokarbon adatok alapján 6600 év.

Kaali kráterek

A messze földön híres Kaali-meteoritkráterek (TIIRMAA 1994, képtábla: I–XVII.) Saaremaa szigetén találhatók, valójában egy nagy és öt kisebb kráterből álló szórásmezőt alkotva.

A szabályos, kerek mélyedések keletkezésére régebben (1827–1928) számos elképzelés született (vulkáni kráter, karsztos berogyás, só- és gipsztektonika, mocsárgázrobbanás, emberek által kivált kút stb.). IVAN REINWALD bányamérnök só- és gipszkutatást végzett a területen, és ő volt az első, aki jóval a földi meteoritkráterek fölismerése előtt a mélyedések meteoritikus eredetét bebizonyította (REINWALD, LUHA 1933). Harminc darab Fe- és Ni-tartalmú vasmeteorit-töredéket talált, melyekben számos vasmeteoritra jellemző ásványt (schreibersit, kamacit, taenit stb.) azonosított. A célkőzet felső-szilur dolomit, a becsapódó test sokszerű lökéshulláma nyomáskúpokat hozott létre a főkráter kőzetében (AALOE 1958), amelyek kizárólag a meteoritkráterekre jellemző képződmények. A legnagyobb kráter (I. tábla, 3. fénykép) átmérője 110 m, mélysége 15,5 m, a becsapódás utáni szívóhatás által fölemelt kőzetpadokból álló (I. tábla, 4. fénykép), gyűrű alakú perem övezi. A kráter alján kis tó van, melynek vizét a vizsgálatok időtartama alatt kiszivattyúzták, így láthatóvá vált az összetöredezett dolomitbreccsa és a becsapódó test által ütött kör alakú mélyedés, valamint a sziklafelszínen sugárirányban szétfutó repedéshálózat. A környéken a szilur dolomitot 2 m vastag pleisztocén és holocén kavicsos, homokos, agyagos üledék fedi. A szórásmezőn végzett talajfúrások (RAUKAS 1997,

RAUKAS et al. 1995), a ^{14}C -izotóp-vizsgálatokkal 7500 évesnek határozott rétegben harántolták a becsapódási szintet. A szint anyaga vastartalmú olvadékokat, mikrotektiteket, mikroimpaktitokat és vasszférulákat tartalmazott (hasonló vasszférulákat találtak a Szihote Alin vasmeteorit-zápor területén, a jakutföldi Macha-kráternél, az arizonai Barringer-kráter közelében az Ördög-kanyonban, Szaúd-Arábiában a Wabar-kráter mellett is). Mindezek a légkörbe való belépés során a sokszerű fékezés következtében felépő aprózódás, a hőhatás miatti leolvadás, valamint a becsapódásos robbanások maradványai. Az IA csoportba tartozó vasmeteorit POKROVSKIJ (1963) vizsgálatai szerint 4,8 méter átmérőjű, 450 tonna tömegű lehetett és 21 km/sec sebességgel csapódott a felszínbe.

Saaremaa szigete már a bronzkorban is viszonylag sűrűn lakott vidék volt, a becsapódás látványos és ijesztő, katasztrofászerű eseménye minden bizonnyal megrázó hatással volt az itt élőkre és kihatott az északi népek mitológiájára (Edda, Kalevala) is. A nagy krátert a vaskorban kultikus célokra is használták, ugyanakkor a kiemelt sáncszerű perem védelmi szerepet is betölthetett. A Kaali-meteoritkráterek területe 1959 óta földtani természetvédelmi terület.

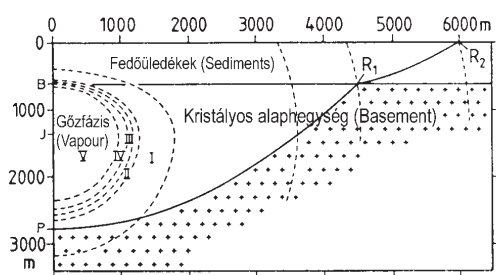
Meteoritkráterek Németországban

Németország területén két meteoritkráter ismert a Ries és a Steinheim. Mindkettőt vulkáni eredetűnek vélték egészen addig, amíg 1961-ben olyan SiO_2 -módosulatokat mutattak ki a Ries-kráter kőzeteiben (SHOEMAKER, CHAO 1961), amelyek kizárólag pillanatszerű sokkhatás következtében keletkeznek. Ezzel bizonyították, hogy a krátert nem vulkáni működés, hanem meteoritbecsapódás hozta létre. A két kráter jelenlegi ismereteink szerint két közvetlen egymást követő becsapódás hatására jött létre.

Ries-kráter

A 24 km átmérőjű Ries-kráternek központi kúpja és belső gyűrűje is kifejlődött, ezért a komplex kráterek közé sorolható. A külső kráterperem 80–230 m magasságban emelkedik a krátert kitöltő üledékek jelenlegi felszíne fölé, gyűrű alakú dombsor formájában (I. tábla, 5. fénykép). A gyűrű alakú dombsor formájában (I. tábla, 5. fénykép). A gyűrű magassága nem egyenletes, északon alacsonyabb, délen magasabb. Ez a jelenség azzal magyarázható, hogy a becsapódás (mint általában) nem függőlegesen, hanem meredek szögben történt. Erre utalhat a hasonló korúnak tekintett csehországi, morvaországi és ausztriai tektitek elterjedése is. A becsapódás kora 13,9–14,9 millió év (miocén, badeni), a felszíni befogadó kőzet 650 m vastag triász és jura homokkő, aleurit, mészkő és márga, melynek fekvésében a kristályos alaphegység permnél idősebb magmás és metamorf képződményei települnek (gneisz, gránit, amfibolit). A kráter kialakulása után a mélyedést víz töltötte ki, amelyből 100 méter vastag tavi üledék rakódott le, közvetlenül a becsapódás során

megemelkedett alaphegységi kristályos kőzetblokkokra. A belső és külső gyűrű közötti területet megablokkzónának nevezték el. Ebben a zónában részben a megemelkedett kőzettestek, részben a kilöködött és visszahullott anyag helyezkedik el. A kidobódott anyag jóval túlterjed a kráter külső peremén. A kráter középpontjától 42 km távolságig mutatható ki általános elterjedése, de a morvaországi tektonikák mérete alapján jóval nagyobb távolságra is eljuthatott a nagyobb szemcseméretű anyag, a mikroszkopikus méretű szemcsék pedig feltehetően regionálisan kimutathatóak az adott korú üledékekben. A kráterképződés folyamatát és a kráterből kilöködött anyagmennyiséget szemlélteti a 3. ábra.



3. ábra. A Ries-kráter kialakulásának modellje (VON ENGELHARDT, GRAUP 1984 nyomán)

A becsapódó test 650 m vastag mezozoos fedőüledéket (B pont) és 750 m vastag kristályos kőzetreteget ütött át, majd a J pontban felrobbant. A vaporizált belső szféra körül a kőzetek I-IV fokú metamorf átalakulást szenvedtek. A P-R₁-R₂ vonal fölötti teljes kőzetmennyiség kidobódott

Figure 3. Deep burst model for the formation of the Ries impact crater (after VON ENGELHARDT, GRAUP 1984)

The projectile penetrated 650 m of Mesozoic sediments (B) and 750 m of crystalline rocks before it exploded at (J). Around the inner vapour sphere the rock was transformed into the metamorphic shock stages IV to I. All material ejected above the P-R₁-R₂ line

A kráteren belüli impakt képződmények:

Megablokkok: többé-kevésbé breccásodott, 25 méternél nagyobb kőzettestek, a befogadó kőzet valamennyi sztratigráfiai egységének anyagából. A megablokkok képződésekor fellépő nyomás: 5–10 GPa.

„Bunte breccsa”: „többszínű” polimikt breccsa (HÖRZ et al. 1983), a befogadó kőzet valamennyi sztratigráfiai egységének anyagából (II. tábla, 1. fénykép). A szemcseméret nagyon változó, mikronos mérettől 25 m nagyságrendig. A Bunte breccsa képződésekor fellépő nyomás: ~35 GPa.

Polimikt, kristályos breccsa: összetett kőzetanyagú breccsa, kristályos kőzettörmelék. A képződésekor fellépő nyomás: ~35 GPa.

Telérbreccsa: többnyire a kristályos alapkőzet megablokkjaiban előforduló, a befogadó kőzettől eltérő anyagú olvadákból kikristályosodott szemcséket tartalmazó breccsa. A képződésekor fellépő nyomás: ~35 GPa.

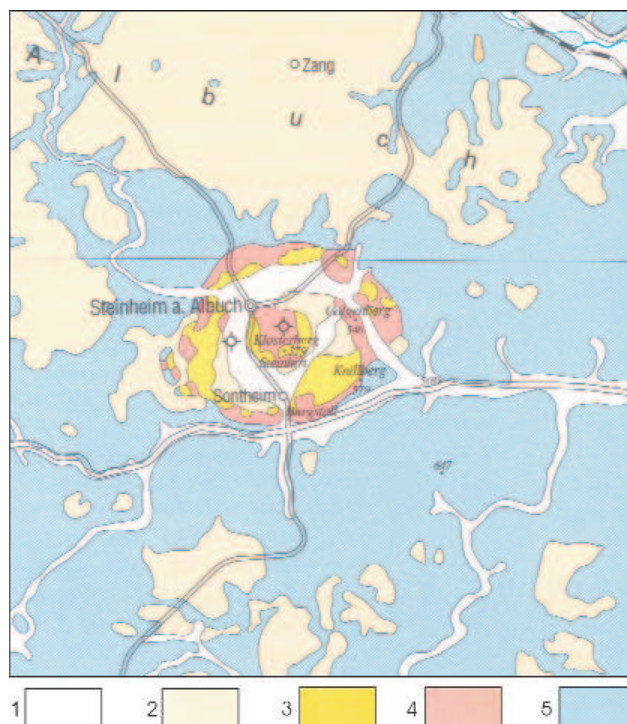
Suevit: az üledékes fedőképződmények és a kristályos alapkőzet anyagából képződött polimikt breccsa. A szemcseméret mikronostól néhány dm nagyságrendig (II. tábla,

2. fénykép) terjed. A becsapódás során megolvadt, majd kristályosodott kőzetanyag cm–dm-es méretű törmelék-szemcsék formájában jelenik meg benne. Jellemzőek a vulkáni bombákra emlékeztető szemcsék, a nagy nyomáson képződött SiO₂-módosulatok (coesit, sztisovit), a grafit (gyémánt) és számos más sokkmetamorf jellegzetesség. A suevit nagy hőmérsékleten képződött impakt formáció, melynek leülepedése és kőzetté válása is több száz °C hőmérsékleten történt. A suevit képződésekor fellépő nyomás megközelíti a 100 GPa-t.

Impakt olvadékkőzet: kis méretű (cm–dm) suevithez hasonló kőzettestek, melyek mátrixában is megjelenik az impakt hatásra megolvadt, majd megszilárdult kőzetanyag. A képződésekor fellépő nyomás: ~55–100 GPa.

Steinheim-kráter

A kráter átmérője 3,7 km, központi kúppal rendelkező komplex kráter (4. ábra). Kora megegyezik a Ries-kráterével. A Ries közelében, attól 42 km távolságra Ny–Dny irányban helyezkedik el. Feltételezések szerint



4. ábra. A Steinheim-kráter földtani térképe (SCHMIDT-KALER 2004)

1 – fiatal völgykitöltés (holocén, felső-pleisztocén); 2 – lösz, kavics, homok, lejtőtörmelék (tercier, kvarter); 3 – kráterkitöltő üledékek: mészkő, agyag, márga, homokkő, konglomerátum; 4 – suevit, üveges impakt breccsa, a kristályos alaphegység kőzeteinek törmelék-szemcséivel; 5 – márga, mészkő, dolomit (felső-jura)

Figure 4. Geological map of the Steinheim meteorite crater (SCHMIDT-KALER 2004)

1 – valley infilling (Upper Pleistocene, Holocene); 2 – loess, gravel, sand, slope debris (Tertiary, Quaternary); 3 – sedimentary crater infillings: limestone, clay, marl, sandstone, conglomerate; 4 – suevite, glass-bearing impact breccia with fragments of the crystalline basement rock; 5 – marl, limestone, dolomite (Upper Jurassic)

kialakulása összefügg a Ries-kráterével, vagyis egymást rövidesen követő becsapódás hozta létre a két krátert. A befogadó kőzet jura mészkő, márga, homokkő és agyagkő, melyek kőzetanyaga a becsapódás következtében kialakult megablokkokban és a polimikt breccsában is megjelenik. Mikro- és makroszkópikus sokkmetamorf jelenségek egyaránt megtalálhatók a kráter kőzetanyagában (az ásvány szemcséken síkok közötti deformációs jelenségek, nyomáskúpok stb.). A becsapódást követően a medencét neogén és negyedidőszaki üledékek töltötték fel, ezért impakt képződmények csak a kiemelkedő kráterperemen figyelhetők meg.

Meteoritkráterek Ukrajnában

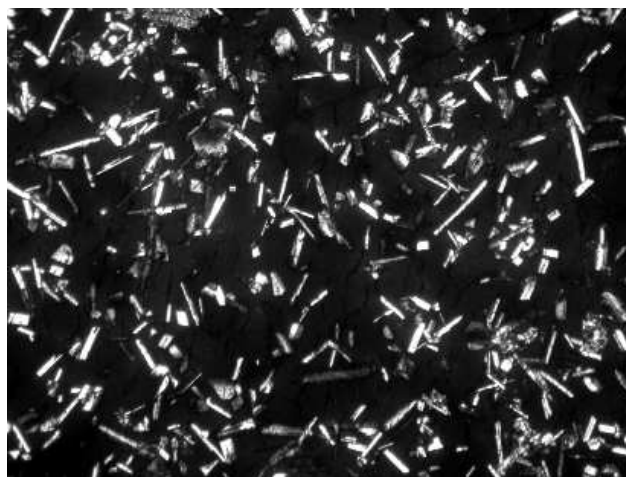
A szomszédos Ukrajna területén eddig már hét (Boltis [Bolysh], Iljinyec [Ilyinets], Obolon, Rotmisztrivka [Rotmistrovka], Ternovszka [Ternovska], Zapadnaja, Zelenij Gaj [Zeleny Gay]) meteoritkráter ismert. 2001-ben magyar–ukrán tudományos együttműködés keretében egyhetes tanulmányúton vettünk részt, melynek során bemutatták az Ukrán Akadémia Geológiai Intézetének impakt gyűjteményét, és elkalauzoltak a Boltis- és az Iljinyec-kráterhez.

Boltis-kráter

A kráter Kijevtől délkeletre, a várostól 250 km távolságra található Kamenka város közelében. Befogadó kőzete az ukrainai pajzsot alkotó prekambriumi gránit- és gránitgneisz-képződményen belül az 1700 millió éves Kirovo-grádi Gránit. A kozmikus test nagy mérete miatt komplex kráter képződött, melynek belső (primer) gyűrűje 6 km, a külső (szekunder) 25 km átmérőjű. A becsapódás korát kezdetben a K/Ar vizsgálatok a cenoman/turon határra (88 millió év) tették, ám a legújabb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ elemzések alapján a kréta/paleocén határon történt globális környezeti katasztrófát és kihalást okozó Chixculub-kráterrel azonos korúnak, azaz 65,2 millió évesnek tartják (GRIEVE et al. 1987, GUROV et al. 2003). A visszahulló breccsa 7000 km² területet borított be. Kezdetben minimális volt a posztimpakt erózió, hiszen 200 m vastag az olvadékokból képződött kőzettömeg (150 méter mélyen síkdeformációs szerkezet-átalakulást mutató kvarc szemcséket és egykor megolvadt szilikát képződményeket mutattak ki). Ezután hosszú évmilliók alatt a kráter és a visszahullott breccsa legfelső szintje részben erodálódott. A becsapódás ereje egymásba csúsztatta a kőzetrétegeket és kialakultak a jellegzetes nyomáskúpok (II. tábla, 3. fénykép). A 200 méternyi központi kiemelkedést suevit, 1 m átmérőjű gránittömbökből álló monomikt breccsa és 30 cm átmérőjű tömbökből álló polimikt breccsa alkotja. A törmelékanyag Kirovo-grádi Gránitból és gneiszből áll, 5:1 arányban. A becsapódás utáni közel egy millió éves lehűlési időszak (GUROV 1996) végén a kráterben összegyűlt vízből kivált tavi üledék gazdag Ostracoda- és halmaradványokban, a fölhalmozódott paleo-

gén olajpalaösszlet vastagsága eléri az 500 métert. A központi kiemelkedésben a becsapódáskor fölhevült kőzetek lassú hűlésével a limonitos-hematitos, ortoklász-tartalmú breccsa oxidációja során kaolinosodás zajlott le, valamint sziderit és hematit is képződött.

Az egykor olvadt kőzetek szövete mikrokristályos vagy üveges, az üveges mátrixban apró földpát mikrolitvázak ülnek (3. fénykép). A becsapódás következtében összetört alapkövetet visszahullott breccsa borítja, ennek fedőjében az üveg részben devitrifikálódott és egykori



3. fénykép. Földpát mikrokristályok üveges mátrixban (Boltis-kráter, Ukrajna) (képszélesség: 5 mm)

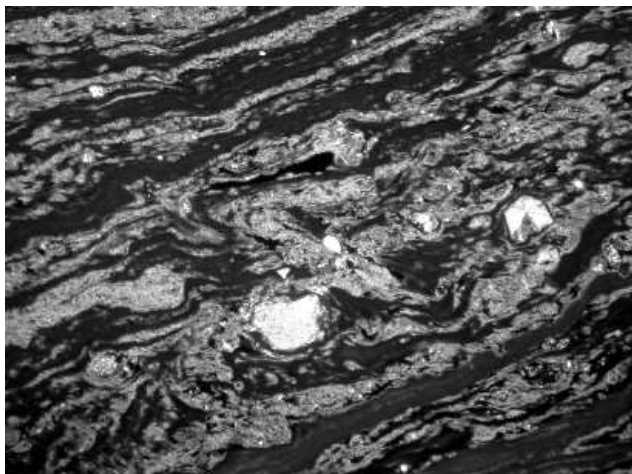
Photo 3. Feldspar microcrysts in glassy matrix (Bolysh crater, Ukraine) (width: 5 mm)

olvadékanyaggal kevert, melyet mikrokristályos, megolvadt kőzet fed le. Az egész sorozatot suevitbreccsa borította be, amelyen a posztimpakt, tavi üledékes sorozat települ. A gőzfelhőből kihulló mikroszkopikus méretű poranyag hatalmas területet terített be, de a Krímben a maastrichti/dániai határ eróziós kifejlődése miatt eddig kréta/paleocén határ-agyag nem ismert.

Iljinyec-kráter

A kráter Kijevtől mintegy 200 km-re délnyugatra van a névadó falu mellett. A becsapódás korát először a szilur/devon határra (395 millió év), majd K/Ar vizsgálatokkal kora-szilurra (428–430 millió év) tették. A legújabb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ elemzések alapján (PESONEN et al. 2004) pedig 445 millió évesre becsüli és a késő-ordovíciumba helyezi. Petrográfiai megfigyelések kimutatták, hogy a pontos becsapódási kor meghatározását posztimpakt hidrotermás hatások (GUROV et al. 1998) zavarták meg. A becsapódó test 4,5 km átmérőjű krátert hozott létre, Cr–Ni–Co-tartalma alapján feltételezhetően kőmeteorit volt.

A befogadó kőzet gránitjának kora a legújabb vizsgálatok alapján 1830 millió év. A felszínen tanulmányozható kráterperem anyagát 130 m vastag suevit alkotja, melyben az olvadt üveges anyag is megfigyelhető (4. fénykép). Az aggregátum sokhelyütt újra kristályosodott, a sokkhatásra



4. fénykép. Olvadt üveg suevitben (Ilyinets-kráter, Ukrajna) (képszélesség: 10 mm)

Photo 4. Melted glass in suevite (Ilyinets crater, Ukraine) (width: 10 mm)

átalakult kvarcok esetenként némileg erodálódtak is. Ennek oka az a hidrotermás aktivitás lehetett, mely a forró kőzetre hulló esőtől lépett működésbe. A SiO_2 coesit-módosulata is kimutatható a területen. A szilurban a gránitfelszín mélyedéseiben elszórtan tavi üledékek települtek. A befogadó kőzet a felszín alatt 16 méterre húzódik, a hirtelen fellépő, nagy erejű, ütésszerű nyomásnövekedés a biotitokat is összetörte, szétgyúrta (II. tábla, 4. fénykép) és kialakultak az impaktokra jellemző „kinkband” biotitok.

Ilyinets falu határában kőfejtő tárja föl a kráter kiszórt anyagát. Alul a breccsásodott gránit, fölötte a nagyobb méretű kőzetdarabok, erre a visszahullott tömbök, majd legfölül a finomabb kiszórt és leülepedett kőzetösszetétel (5. fénykép) települ. Az impakt breccsa és a suevit fölső rétegeiben 5–40 cm-es, a bazaltvulkáni bombákhoz hasonló lapult korong, tojásforma és tekeredett ovális, vagy orsó formájú olvadékból keletkezett aerodinamikus bombákat is találhatunk (II. tábla, 5. fénykép). Sokukban a gyors hőfejlődés következtében buborékok képződtek, a gőzfelhőből kihullott összetételben gránittörmelék van.



5. fénykép. Visszahullott impakt törmelékanyag az Ilyinets-kráterben (Ukrajna)

Photo 5. Fallback impact material in the Ilyinets crater (Ukraine)

Köszönetnyilvánítás

Cikkünkkel a hazai meteoritkráter-kutatásokhoz kívánunk hozzájárulni és a rendkívül izgalmas és szerteágazó téma iránt érdeklődők figyelmét szeretnénk felhívni néhány megfontolandó szempontra. Ezúton is köszönjük a dr. Detre Csaba Hunor által szervezett Kozmikusanyag-kutató Csoport (CMRG) megbeszélésein résztvevő geológusok, csillagászok, geofizikusok, és más szakemberek inspiráló és figyelemre méltó javaslatait.

Egyben megköszönjük Kubovics Imre és Jámbor Áron professzorok lektori munkáját és hasznos észrevételeit.

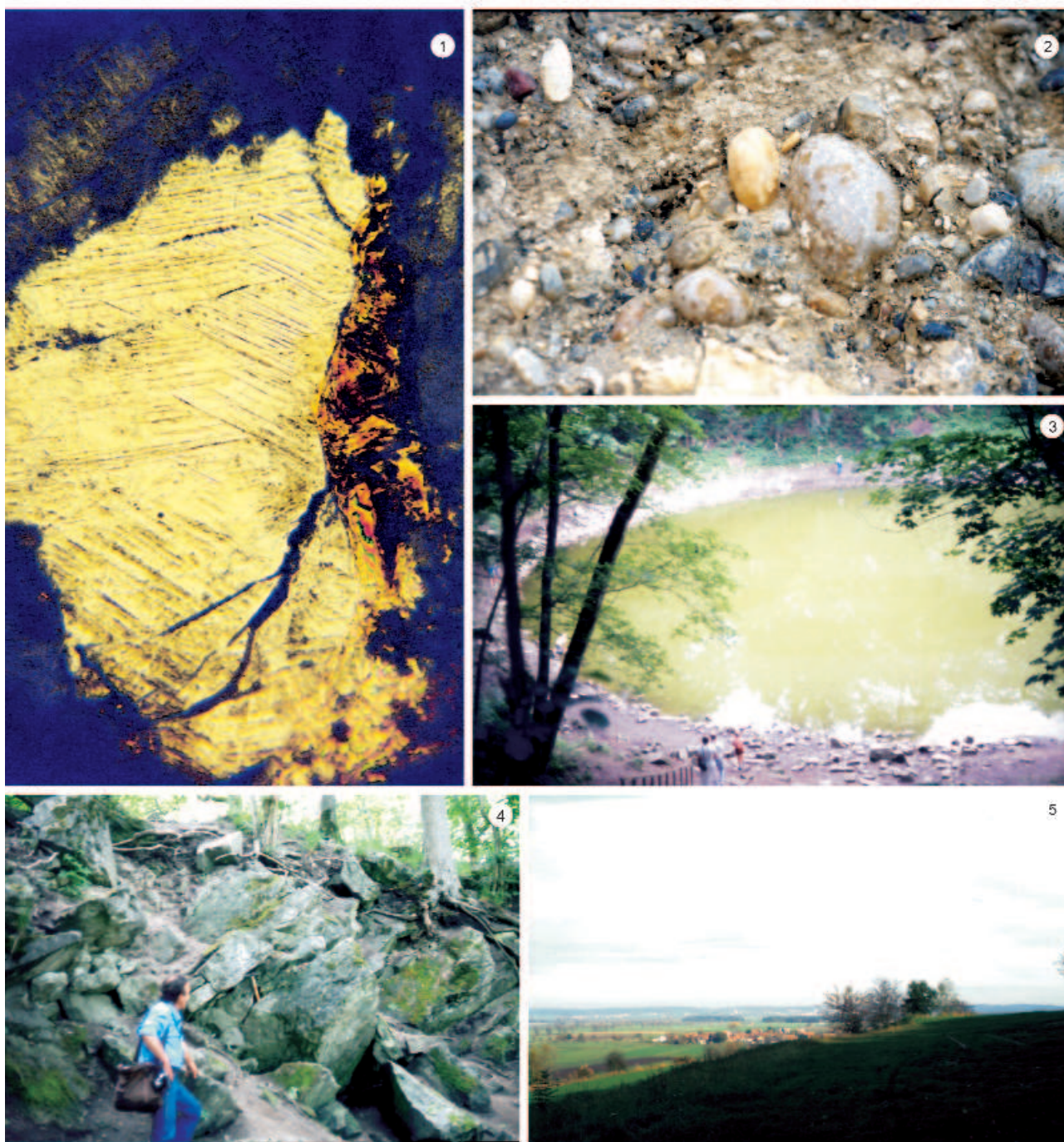
Irodalom — References

- AALOE, A. 1958: Kaaliyarve meteoriidikraatri nr. 5 uurimiset 1955 aastal. — *Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi Uurimused*, II, pp. 105–117.
- ARDAI, A., BÉRCZI, SZ., LUKÁCS, B., DON, GY., SOLT, P. 1999: Preliminary report of Szilvágy-patkó (Horseshoe): a new (possible) impact (half) crater in Hungary. — *30th Lunar and Planetary Science Conference*, Houston, Abstracts no. 1384.
- BECKER, L., POREDA, R. J., HUNGT, A. G., BUNCH, TH. E., RAMPINO, M. R. 2001: Impact event at the Permian-Triassic boundary: Evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. — *Science* 291, pp. 1530–1533.
- BÉRCZI SZ. 2000: Holdkőzetek, meteoritok — *Kis atlasz a Naprendszerrel 1. kötet. ELTE TTK*, Budapest, 20 p.
- BÉRCZI SZ. 2003: Bolygófelszíni mikrokörnyezetek atlasza — *Kis atlasz a Naprendszerrel 6. kötet. ELTE TTK*, Budapest, 20 p.
- BODOKY T., KUMMER I., KLOSKA K., FANCSIK T., HEGEDŰS E. 2004: A magyarmecskei tellurikus vezetőképesség-anómália: eltemetett meteoritkráter? — *Magyar Geofizika* 45 (3), pp. 96–101.
- BODROGI, I., FOGARASI, A., BÁLDI-BEKE, M. 1996: Spherules and microtektites in the ?Coniacian- Middle-Campanian sediments of the Bakony-mts (Hungary). — *Proceedings of the International*

- Meeting "Spherules and Global Events". KFKI Report, Budapest, pp. 73–82.
- BOUSKA, V. 1994: *Moldavites, the Czech tektites*. — Stylizace, Praha, 69 p.
- BRAUN, T., OSAWA, E., DETRE, CS., TÓTH, I. 2001: On some analytical aspects of the determination of fullerenes in samples from the permian/triassic boundary layers. — *Chemical Physics Letters* 384, pp. 361–362.
- BUDAI T., CSILLAG G. 2007: Meteoritkráter Veszprém mellett? — *Élet és Tudomány* 2007 (11), pp. 326–327.
- CHAO, E. C. T., FAHEY, J. J., LITTLER, J. MILTON, D. J. 1962: Stishovite, SiO₂, a very high pressure new mineral from Meteor crater, Arizona. — *Journal of Geophysical Research* 67, pp. 419–421.
- CLYMER, A. K., BICE, D. M., MONTANARI, A. 1995: Shocked quartz in the Late Eocene: Bolide impact evidence from Massignano, Italy (abstract) — *4th International Workshop of the ESF scientific network on „Impact cratering and evolution of Planet Earth”. The role impacts on the evolution of the atmosphere and biosphere with regard to short- and long-term changes*, p.60.
- DETRE, CS. H. 1994: Spherulites - new tools for global geological and planetological correlation. — *Abstracts of International Meeting, Spherulites (Micrometeorites) in the Carpathian Basin*, Budapest, 31 October – 1 November 1994, pp. 3–4.
- DETRE, CS. H., TÓTH, I., DON, GY., KISS, Á., UZONYI, I., BODÓ, P., SCHLÉDER, Zs. 2000: The Paleozoic came to end by the biggest train of disasters known in the Earth's history. — *Proceedings of the 1998 Annual Meeting Terrestrial and Cosmic Spheres*. Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 183–210.
- DETRE CS. H., DON GY., DOSZTÁLY L., GÁL-SOLYMOS K., SIEGL-FARKAS Á., SOLT P., VICZIÁN I. 2002: A hazai szferula-kutatás eddig elért eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1997–98-ról*, pp. 183–210.
- DON, GY. 1996: Study of extraterrestrial spherules in Hungary. — *The role of impact processes in the geological and biological evolution of Planet Earth*, Ljubljana, Abstracts, pp. 26–27.
- DONG, B., MORTON, R. D., WANG, K. 1993: Cosmic nickel-iron alloy spherules from Pleistocene sediments, Alberta, Canada. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (16), pp. 4129–4136.
- DOSZTÁLY, L. 1994: Glassy spherulites from Hungary. — *Abstracts of International Meeting Spherulites (Micrometeorites) in the Carpathian Basin*, p. 14.
- Earth Impact Database 2007: <http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html>.
- ENGELHARDT, W. (VON) 1990: Distribution, petrography and shock metamorphism of the ejecta of the Ries crater in Germany — a review. — *Tectonophysics* 171 (1–4), pp. 259–273.
- ENGELHARDT, W. (VON), GRAUP, G. 1984: Suevite of the Ries Crater, Germany; Source rocks and implications for cratering mechanics — *Geologische Rundschau* 73, pp. 447–481.
- ERNSTON, K., RAMPINO, M. R., HITTL, M. 2001: Cratered cobbles in Triassic Bundsandstein conglomerates in northeastern Spain: An indicator of shock deformation in the vicinity of large impacts. — *Geology* 29 (1), pp. 11–14.
- FRENCH, B. M. 1998: Traces of catastrophe. — *LPI Contribution No. 954, Lunar and Planetary Institute*, Houston, 120 p.
- GÁL-SOLYMOS, K., DON, GY. 2004: New results on magnetic spherules from Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 47 (2–3), pp. 287–296.
- GLASS, B. P. 1990: Tektites and microtektites: key facts and inferences. — *Tectonophysics*, 171 (1–4), pp. 393–404.
- GRIEVE, R. A. F., RENY, G., GUROV, E. P., RYABENKO, V. A. 1987: The melt rock of the Boltysch impact crater in Ukraine, USSR. — *Contribution Mineralogy and Petrology* 96, pp. 56–62.
- GUCSIK, A., MIURA, Y., FUKUYAMA, S. 1998: Distribution of crater ejecta of the Bosumtwi impact-crater lake, Ghana : comparison with the crater ejecta of the Ries Crater, Germany — *Annual Meeting of the IGCP 384*, Budapest, pp. 41–43.
- GUCSIK, A., KOEBERL, C., BRANDSTÄTTER, F., LIBOWITZKY, E., ZHANG, M. 2004: Infrared, Raman and cathodoluminescence studies of impact glasses — *Meteoritics and Planetary Sciences* 39, pp. 1273–1285.
- GUROV, E. P. 1996: The Boltysch impact crater: Lake basin with a heated bottom. — *International Workshop Tunguska 1996*. Bologna, Abstract, p. 11.
- GUROV, E. P., KOEBERL, C., REIMOLD, W. U. 1998: Petrography and geochemistry of target rocks, breccias and impact melt rocks from the Ilyinets crater, Ukraine. — *Meteoritics and Planetary Science* 33, pp. 1317–1333.
- GUROV, E. P., KELLEY, S. P., KOEBERL, C. 2003: Ejecta of the Boltysch impact crater in the Ukrainian Shield. — In: KOEBERL, C., MARTINEZ-RUIZ, F. (eds): *Impact markers in the stratigraphic record*. Springer, Amsterdam, pp. 179–202.
- GRAHAM, A. L. 1985: Catalogue of Meteorite Craters. — In: GRAHAM, A., BEVAN, A., HUTCHISON, R. (eds): *Catalogue of meteorites*. British Museum (Natural History), London, pp. 423–454.
- GYURICZA GY. 2001: Löss, ásványtani kiértékelés (a fedőledek nehéz és könnyűásvány vizsgálatának értelmezése, sztratigráfiai szerepük tisztázása). — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HEIDE, F. 1957: *Kleine Meteoritenkunde*. — Springer-Verlag, Berlin, 142 p.
- HÖRZ, F., OSTERAG, R., RAINEY, D. A. 1983: Bunte breccia of the Ries: Continuous deposits of large impact craters. — *Reviews of Geophysics and Space Physics* 21, pp. 1667–1725.
- JAKUCS L. 1975: A Fekete-tenger és a Kaspi-tó asztrolóma eredete. — *Földrajzi Értesítő* 24 (4), pp. 433–438.
- JINGBO, L., KAI, Y., SHEGNORI, M., BOLIN, C., HONGRUI, F. 2001: Mineral inclusions in zircon from gneisses in the ultrahigh-pressure zone of the Dabie Mountains, China. — *Journal of Geology* 109 (4), pp. 523–535.
- KÁKAY-SZABÓ, O. 1999: On the morphological distinction between spherules of extraterrestrial, terrestrial and industrial origin by means of SEM and EDAX examination of samples taken from the placers of Crisu Negru, Romania. — *Romanian Journal of Mineralogy* 87, pp. 133–137.
- KALJUEVE, J. 1933: *Die Grossprobleme der Geologie*. — F. Wassermann, Tallin (Reval), 162 p.
- KOEBERL, C. 1997: Impact cratering: The mineralogical and geochemical evidence. — In: JOHNSON, K., CAMPBELL, J. (eds): *Proceedings „The Ames structure and similar features”*. Oklahoma Geological Survey Circular 100, pp. 30–54.
- LENZ, C., LANGENHORST, F., STÖFFLER, D. 1995: Coesite in suevite of the Ries Crater, Germany. Optical, X-ray and TEM results (abstr.) — *4th International Workshop of the ESF scientific network on „Impact cratering and evolution of Planet Earth”. The role impacts on the evolution of the atmosphere and biosphere with regard to short- and long-term changes*, p. 109.
- LI-CHUN, L., ZIYUAN, O., DENG-SHENG, L., ZHI-SHENG, A. 1993: Microtektites and glassy microspherules in loess: Their discoveries and implications. — *Science in China (Ser. B)* 36 (9), pp. 1141–1152.
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., KOLOSZÁR, L., KOVÁCS-PÁLFY,

- P., KROLOPP, E., LANTOS, M., NAGY-BODOR, E., ZILAH-SEBESS, L. 2004: Quaternary sediments of the north-eastern Mórág Block (A Mórág-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003*, pp. 361–369.
- MÉSZÁROS J. 1985: Meteoritbecsapódás a Bakonyban? — *Természet Világa* 116 (6), pp. 279–280.
- MIONO, S. 1995: Origin of microspherules in Paleozoic/Meozoic bedded chert as estimated from its morphology. — *Il Nuovo Cimento* 18 (1), pp. 9–13.
- MIONO, S. 1998: A study of microspherules around Permo-Triassic boundary at Wanmo section, Guizhou province, South China. — *IGCP-384 Annual Meeting*, Budapest, pp. 66–69.
- MOLDVAY L. 1987: Asztroléma a Bakony-hegység nyugati részén. — *Földrajzi Értesítő* 36 (3–4), pp. 305–320.
- NASA 1982: *Cosmic Dust Catalog vol. 3 (1). sept. 1982.* — Lyndon B. Johnson Space Center, Houston, Texas.
- NASA 1991: *Cosmic Dust Catalog vol. 12. jun. 1991.* — Lyndon B. Johnson Space Center, Houston, Texas.
- NASA 1992: *Cosmic Dust Catalog vol. 13. sept. 1992.* — Lyndon B. Johnson Space Center, Houston, Texas.
- NÉGYESI L. 2006: Magyarországi meteoritkráter? — *Élet és Tudomány* 2006 (44), pp. 1382–1384.
- PÁLFY J. 2003: A triász végi és a kora-júra tömeges kihalás — *MTA Doktori értekezés*, Budapest, 112 p.
- PESONEN, L. J., MADER, D., GUROV, E. P., KOEBERL, C., KINNUNEN, K. A., DONADINI, F., HANDLER, R. 2004: Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations of impactites from the Ilyinets structure, Ukraine. — In: DYPVİK, H., CLAEYS, P., BURCHELL, M. (eds): *Cratering in Marine Environments and on Ice*. Springer, Amsterdam, pp. 251–280.
- RAUKAS, A. 1997: An attempt to use microimpactites in the regional stratigraphy on the example of the Kaali crater field. — *Impact and extraterrestrial spherules: New tool for global correlation. International Symposium, July 1–5. 1997, Excursion guide and abstracts*. Tallinn, pp. 45–47.
- RAUKAS, A., PIRRUS, R., RAJAMAE, R., TIIRMAA, R. 1995: On the age of the meteorite craters at Kaali (Saaremaa island, Estonia). — *Proceedings of the Estonian Academy of Science Geology* 44 (3), pp. 177–183.
- RAUKAS, A., TIIRMAA, R., KAUP, E., KIMMEL, K. 2001: The age of the Illumetsa meteorite craters in southeast Estonia. — *Meteoritics and Planetary Science* 36, pp. 1507–1514.
- REINWALD, I., LUHA, A. 1933: Kaali jarv — the meteorite craters on the Island of Osel (Estonia). — *Publication Geoloogia Instituudi Univ. Tartu* 30, pp. 183–202.
- SCHMIDT-KALER, H. 2004: *Meteoritenkrater Nördlinger Ries, Geologische Karte 1:100 000* — Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- SHOEMAKER, E. M., CHAO, E. C. T. 1961: New evidence for the impact origin of the Ries basin, Bavaria, Germany — *Journal of Geophysical Research* 66, pp. 3371–3378.
- SIEGL-FARKAS, Á., WAGREICH, M. 1995: Palynological and nanoplankton investigation of the spherulite-bearing Polány Marl Formation: BH. NG-1. — *Proceedings of the International Meeting Spherulites and (Palaeo)ecology*. Debrecen, pp. 131–134.
- SMIT, J. 1999: The global stratigraphy of the Cretaceous-Tertiary impact ejecta. — *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 27, pp. 75–113.
- SOLT, P. 1996: Investigations of spherules in the Kaba CV3 chondrite fall area. — *The role of impact processes in the geological and biological evolution of Planet Earth*, Ljubljana, Abstracts, pp. 85–86.
- SOLT P., DON GY., DETRE CS. H., GÁL-SOLYOS K., KISS Á., UZONYI I. 2003: Új rétegtani és szferulakutatási adatok a bükki felső-permből és a perm/triász határról. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2000–2001-ről*, pp. 143–152.
- SZARKA, A. 1991: Micromineralogical studies from the Upper Cretaceous section of the Bakony Mts. MSc Thesis, Eötvös University, Budapest, 51 p.
- SZARKA, A. 1996: First remarks on the occurrence of extraterrestrial magnetic spherules in the Senonian alluvial sediments of the Southern Bakony Mts, Hungary. — *Proceedings of the International Meeting Spherules and Global Events, KFKI Report*, Budapest, pp. 83–98.
- SZEDERKÉNYI, T. 1996: Revised „impact structure” at Magyar-polány, Bakony Mountains, Hungary. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestensis de Rolando Eötvös Nominata, Sectio Geophysica et Meteorologica* 12, pp. 63–78.
- SZŐÖR, GY., KÖRPÁS-HÓDI, M., DON, GY., BESZEDA, I. 1995: Microspherulites from the sediments of Nagylózs–1 borehole, NW Hungary. — *Proceedings of the International Meeting: Spherulites and (Palaeo)ecology*, Debrecen, pp. 87–110.
- SZŐÖR, GY., ELEKES, Z., RÓZSA, P., UZONYI, I., SIMULÁK, J., KISS, Á. Z. 2001: Magnetic spherules: Cosmic dust or markers of a meteorite impact? — *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 181, pp. 557–562.
- TIIRMAA, R. 1994: Kaali meteorit. — *Eesti Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituut*, Tallin, 124 p.
- TRELOAR, P. J., O'BRIEN, P. J., PARRISH, R. R., KHAN, M. A. 2003: Exhumation of early Tertiary, coesite-bearing eclogites from the Pakistan Himalaya. — *Journal of the Geological Society, London* 160, pp. 367–376.
- VÉGH S. 1959: Az Északi-Bakony miocén képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1959-ről*, pp. 21–33.
- WALKDEN, G., PARKER, J., KELLEY, S. 2002: A Late Triassic impact ejecta layer in Southwestern Britain. — *Science* 298, pp. 2185–2188.

I. tábla — Plate I



1. fénykép. Sokkhatásra átalakult kvarckristály síkdeformációs jelenségekkel a Zapadnaja-kráterből (Ukrajna)

Photo 1. Shocked quartz with PDF from the Zapadnaya crater (Ukraine)

2. fénykép. Nyomásos oldódás kavicsos, Magyarpolányból (képszélesség: 60 cm)

Photo 2. Pebble with pressure solution from Magyarpolány (Hungary) (width: 60 cm)

3. fénykép. A Kaali-meteoritkráter (Észtország)

Photo 3. The Kaali meteorite crater (Estonia)

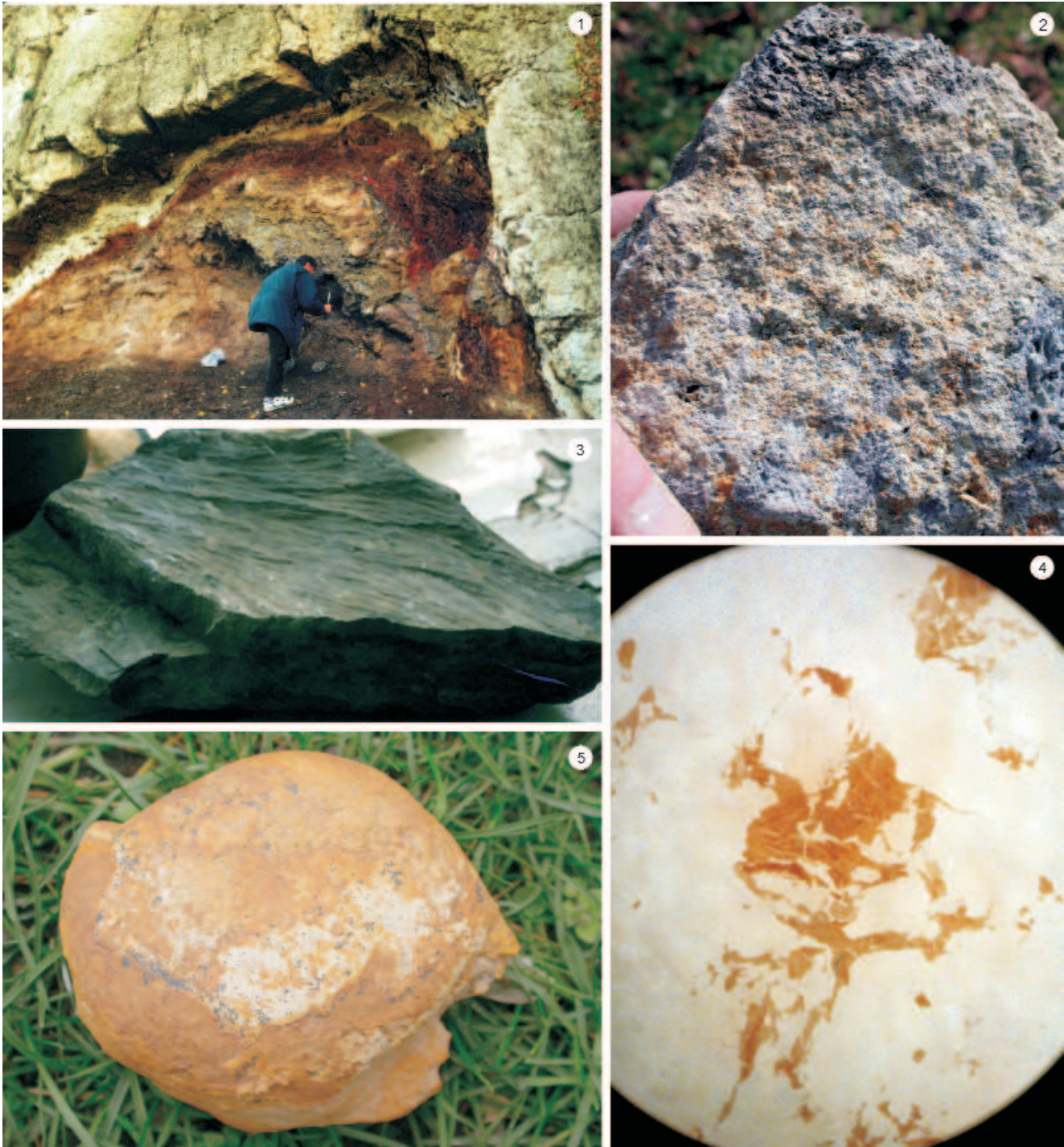
4. fénykép. A célkőzet fölszakított (főlemelt) padjai (Kaali-kráter, Észtország)

Photo 4. Uplifted beds of the target rock (Kaali crater, Estonia)

5. fénykép. A Ries-kráter látképe (Németország)

Photo 5. Panorama of the Ries crater (Germany)

II. tábla — Plate II



1. fénykép. Suevit által beborított tarka breccsa (Ries-kráter, Németország)

Photo 1. Bunte breccia overlapped by suevite (Ries crater, Germany)

2. fénykép. Polimikt közettörmelék suevitben (Ries-kráter, Németország) (képszélesség: 10 cm)

Photo 2. Polymict rock fragments in suevite (Ries crater, Germany) (width: 10 cm)

3. fénykép. Nyomáskúp a Boltis-kráterből (Ukrajna) (képszélesség: 30 cm)

Photo 3. Shatter cone from the Boltysch crater (Ukraine) (width: 30 cm)

4. fénykép. Üveges anyagú aerodinamikus impakt bomba (Ilinyec-kráter, Ukrajna)

Photo 4. Aerodynamically shaped impact bomb with glassy material (Ilyinets crater, Ukraine)

5. fénykép. Széttört biotit (Ilinyec-kráter, Ukrajna) (képszélesség: 10 mm)

Photo 5. Broken biotite (Ilyinets crater, Ukraine) (width: 10 mm)

Az ásványok hőbomlási rendszere és példák a termogravimetria földtani alkalmazási lehetőségeire

Thermal decomposition system of the minerals and the application of the thermogravimetry in the earth science

FÖLDVÁRI MÁRIA

Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

. ■■■■■

Tárgyszavak: termogravimetria, hőbomlások rendszere, víztípusok az ásványokban, korrigált bomlási hőmérséklet

Összefoglalás

A cikk rendszerezi az ásványokban megjelenő molekuláris állapotú vizek típusait és bemutatja azok termoanalitikai tulajdonságait. A termikus bomlási folyamatokat a szerkezetben szereplő komponensek elektronegativitásai alapján foglalja rendszerbe, majd bemutatja azokat a tényezőket, melyek ezen kívül hatnak a termikus bomlási folyamatokra (rácsszerkezet felépítése, bomló komponens mennyisége, rendezettség állapot stb.). A termogravimetria alkalmazási területei közül a fázisanalízis mennyiségi módszerén kívül a korrigált bomlási hőmérséklet földtani alkalmazási területeire mutat be példákat mállás, diagenezis, keletkezési hőmérséklet stb. vonatkozásában.

Key words: thermogravimetry, system of thermal dissociation, water types in minerals, corrected decomposition temperature

Abstract

The paper presents the types of molecular water in minerals and their thermoanalytical features. The system of thermal decomposition reactions is systematised on the basis of the electronegativity of the components, then the other factors which influence the thermal dissociation processes are demonstrated. Of the application fields of the thermogravimetry, beside the quantitative phase analysis, of the using of corrected decomposition temperature in earth sciences as a tool for the measurement of weathering, diagenesis, temperature of genesis etc. is also presented.

. ■■■■■

Bevezetés

A kőzetek ásványi komponenseinek azonosításában és mennyiségi meghatározásában a műszeres fázisanalitikai eljárások között a termoanalitika sajátos helyet foglal el. Annak ellenére, hogy a termoanalitikai vizsgálódások során az ásványok képezték az első rendszeresen vizsgált anyagcsoportot, a földtan területén a módszerben rejlő lehetőségek a mai napig sincsenek teljesen kihasználva. Az ásványok vizsgálatára alkalmazott termoanalitikai módszerek köre igen változatos. Kétségtelen azonban, hogy a DTA (Differential Thermal Analysis = differenciális termoanalízis) és a TG (Thermogravimetry = termogravimetria) az általánosan elterjedt módszer, a többi rendszerint csak speciális feladatok megoldására, esetenként alkalmazzák.

A módszer korlátjait jelenti, hogy vizsgálatait csak a „termikusan aktív” ásványokra terjesztheti ki, mivel az ásványok egy része hevítés hatására nem reagál hőreakcióval. A kőzetek, ill. ásványaik keletkezési körülményei rendszerint már meghatározzák termoanalitikai vizsgálhatóságukat is. A magas hőmérsékleten keletkezett magmás kőzetek, ill. azok ásványai nem rendelkeznek a szokásos vizsgálati hőmérsékleti tartományokban (1000 vagy 1500 °C-ig) termikus reakciókkal. Az alacsonyabb hőmérsékleteken, tehát magmás utófázisokban keletkezett vagy későbbi alacsonyabb hőmérsékleti és nyomási tartományokban metamorfizálódott kőzetek és az üledékes kőzetek ásványai azonban általában analitikai célokra is alkalmas termikus effektusokkal rendelkeznek. Az előbbiekből következik, hogy vannak olyan kőzetek, amelyekből egyetlen ásványi komponens kimu-

tatására sincs lehetőség, a kőzetek többségének csak kisebb-nagyobb hányadát tudjuk termoanalitikai módszerrel vizsgálni, és csak ritka esetben végezhető el 100%-osan a kőzet ásványi fázisainak meghatározása.

A földkéreg átlagos összetételében az oxidos alakban kifejezett alkotók közül a H_2O csak 0,5–2%-ot tesz ki. A földkéreg átlagánál magasabb víztartalma van az üledékes és alacsony hőmérsékletű oldatok hatására vagy felszínen átalakult kőzeteknek. Az ismert ásványok kb. 30%-a rendelkezik sztöchiometrikus összetételében molekuláris alakban jelenlévő, kötésben lévő vízzel. A kőzetek nemcsak ásványi alkotóikban, hanem az ásványokká szét nem elegyedett és ki nem kristályosodott kőzetüvegben is rendelkeznek víztartalommal. Ugyancsak jelentős a földkéregben a komponensek felületén kémiaiilag adszorbeálódott, ill. a pórusokat és repedéseket kitöltő szabad víz vagy kapilláris víz. A víztartalom jelenlétének és változásának a földtani folyamatok tisztázásában fontos szerepe lehet. Ugyanakkor a műszeres vizsgálati módszerek (röntgendiffrakció, elektrondiffrakció, elektronmikroszkóp, mikroszkop stb.) zöme nem alkalmas az ásványok, kőzetek víztartalmának közvetlen észlelésére. A műszeres ásvány- és kőzetanalitikai eljárások közül a víz jelenlétének közvetlen észlelésére, ill. kötéstípusainak vizsgálatára alkalmazott két legelterjedtebb módszer a termoanalízis és az infravörös spektroszkópia.

A termoanalízis másik előnye más módszerekkel szemben nagy érzékenysége. A termoanalízis során az esetek zömében az anyag szerkezetében meglévő kötéserők hő hatására történő felbomlását vagy átrendeződését észleljük, míg a műszeres vizsgálatok zöme az anyag geometriai tulajdonságainak észlelésén alapul. Az anyagi változások hamarabb megnyilvánulnak a kötéserők vonatkozásában, a geometriai tűréshatár ennél magasabb.

Az ásványok termoanalitikai azonosításának feltétele a bennük hevítés hatására lejátszódó hőreakciók ismerete. A ásványokban lehetséges hőreakció-típusokat az 1. táblázat foglalja össze.

A reakciótipusok egy része (szerkezeti átalakulások, olvadási hőmérséklet stb.) a vizsgálati körülményektől és egyéb tényezőktől függetlenül, jól rögzíthető, szűk hőmérsékleti tartományban jelenik meg. Ezek a reakciók azonban általában kis hőintenzitásúak és nem járnak egyidejű tömegváltozással. Az ásványok azonosítására és mennyiségi meghatározására legalkalmasabb bomlási reakciók hőmérséklete igen érzékeny mind az anyagi tulajdonságokra, mind a vizsgálati körülményekre. Ez a tény a termoanalízis számára bizonyos hátrányokat, ugyanakkor más módszerekkel szembeni előnyöket jelent. Az a tény, hogy a fázisanálízis során lehetőségeihez mérten alárendeltebb szerepet szánunk a termoanalízisnek, éppen annak tulajdonítható, hogy az azonosításra leginkább használható reakcióhőmérsékletet más módszerek (röntgendiffrakció, infravörös spektrográfia stb.) esetében használt paramétereknél kevésbé egzakt módon lehet rögzíteni, és ezért alkalmazásuk nagyobb gyakorlatot igényel. A vizsgálati körülmények (felfűtési sebesség, a hőmérséklet mérés módja, a minta mennyisége, a vizsgálatnál használt atmoszféra stb.) standardizálása segít kiküszöbölni a vizsgálati körülmények okozta hatásokat, a maradék eltérések már az anyagi tulajdonságok változására vezethetők vissza.

További nehézség, hogy a termikus szakirodalom ásványokra vonatkozó kézikönyvei a legtöbb esetben csak az ásványok leíró DTA-görbéit közlik, és ezért, értelmezést nélkülöző, összehasonlító („finger-print” jellegű) nyomozást igényel felismerésük, azonosításuk.

A termoanalitikán belül a termogravimetria alkalmazása a földtani kutatásban az 1960-as évek közepétől vált általánossá, elsősorban a kelet-európai országokban, aminek oka, hogy magyar kutatók, Paulik Ferenc és Paulik Jenő fejlesztették ki azt a szimultán technikát, mellyel két vagy több termoanalitikai módszerrel vizsgálják ugyanazt a mintát, ugyanabban az időben (derivatograph). Ennek a készüléknek a gyártását a MOM vállalta, és a készülék egyre fejlettebb generációit bocsátotta piacra évtizedeken keresztül. Körülbelül 5000 készüléket gyártottak, s ezeket

1. táblázat. Az ásványokban lehetséges hőreakciók és azok megjelenése a DTA-, ill. TG-görbén

Table 1. Chemical and physical thermal reaction types and their appearance on thermoanalytical curves

Kémiai vagy fizikai reakciók			Hőreakciók	
			DTA	TG
1. Kémiai reakciók	termikus bomlás	dehidráció	endoterm	tömegcsökkenés
		dehidroxiláció	endoterm	tömegcsökkenés
		termikus disszociáció	endoterm	tömegcsökkenés
		szilárd fázisú szétesés	endoterm	-
	oxidáció		exoterm	tömegváltozás
	redukció		endoterm	tömegcsökkenés
	szilárd fázisú reakció, kettős bomlás		exoterm	tömegváltozás lehetséges
2. Fizikai reakciók	szerkezeti átalakulás		endoterm	-
	új szilárd fázis keletkezése		exoterm	-
	fázisátalakulás (halmazállapot-változás)	olvadás	endoterm	-
		szublimáció	endoterm	tömegcsökkenés
	dekrepitáció		-	tömegcsökkenés
	mágneses változások		endoterm	jelkitérés lehetséges

több mint 20 országban forgalmazták. E műszer és alkalmazásai a magyar termoanalitikai iskolát a világ élvonalába emelték. Sajnos a készülék gyártása a MOM felszámolásával megszűnt, de készülékei még üzemelnek Magyarországon kívül a Szovjetunió utódállamaiban (Oroszország, Ukrajna, Észtország, Moldávia stb.), továbbá Romániában, Bulgáriában, Lengyelországban, Szlovákiában, Csehországban, Horvátországban, Németországban (Weimar, Greiswald stb.), Görögországban és Jugoszláviában. Kelet-Európán kívül elsősorban Japánban és Ausztráliában terjedt el a termogravimetria földtani alkalmazása.

Pályafutásom 40 éve alatt a korai generációs készülékeken készült 23 000 vizsgálat után a komputerizált változat beszerzése óta újabb 6200-zal bővült az általam vizsgált minták száma. A nagyszámú mintán végzett mérés tapasztalatai alapján lehetőségem nyílt a termogravimetriai bomlási folyamatok és ezen belül külön az ásványokban lévő víztípusok termoanalitikai rendszerezésére. A bomlási folyamatok elektronegativitási alapon (azaz a kémiai kötésben szereplő atom elektronvonzó képessége alapján) történő kezelése lehetővé teszi, hogy az ásványok finger-print jellegű meghatározása helyett, a reakciók törvényszerűségei

2. táblázat. A kötéstípusok energiaviszonyai
Table 2. Bonding energy of different bonding types

Kötéstípus	Kötési energia
Mellékvegyérték-erők (adszorpció, H-híd kötés stb.)	8–25 kJ/mol
Átmeneti (koordinációs)	nagyobb a csupán adszorbeálódó vízmolekuláknál, értéke a kation méretével összefüggésben lévő hidrációs energia szerint változik.
Fővegyérték-erők (ionos, kovalens)	85–550 kJ/mol

alapján rendszerezjük az ásványokat. A termikus reakciók hőmérsékletét elsősorban a kötéserők nagysága szabja meg (2. táblázat).

Dehidráció

Dehidrációnak azokat a folyamatokat nevezzük, amelyek során az ásványban (kőzetben) lévő molekuláris állapotban kötött víztartalom távozik el.

A dehidrációs folyamatok során eltávozó vízmolekulák az ásvány szerkezetében két alapvető módon kötődhetnek, a szerkezet különböző felületein adszorpciós erőkkel vagy a szerkezet meghatározott kationjai körül koordinációs erőkkel. A vízfelszabadulással járó bomlási folyamatokat és termoanalitikai tulajdonságaik összefoglalását a 3. táblázat tartalmazza.

Az adszorpciós kötések feltétele a poláros felület, ezért adszorpciós erőkkel az ugyancsak dipol természetű molekulák, leggyakrabban a polaritásra hajlamos szilikátok SiO_4 - és AlO_4 -tetraéderei kötődnek. A szilárd test felületén elhelyezkedő poláros ionok az erőterükbe jutó poláros vízmolekulákat van der Waals-erőkkel irányítottan megkötik.

Az így kialakuló monomolekuláris réteg maga is poláros felületet hoz létre, és így azon további molekulák tudnak orientáltan megtapadni. Legnehezebben a hevítéskor a szilárd felülettel közvetlenül érintkező vízréteg távolítható el. A felületen való kötődés történhet az ásvány külső felületén (ún. tapadó víz), de megjelenhet az ásvány szerkezete képezte belső terek felületén is. A belső felületeken történő vízmegkötés lényegében megegyezik a fent leírtakkal, ha a rendelkezésre álló belső tér elegendően nagy. A belső felületek, ill. terek különböző alakúak (agyagásványok rétegek közötti tere, ún. zeolitos víz a szerkezetet alkotó SiO_4 - ill. AlO_4 -tetraéderek által körülzárt csatornában), ill. méretűek lehetnek, ami erősen befolyásolja a vízmegkötés módjait.

A belső terek nagy belső felülettel rendelkező kapillárisok is lehetnek, amelyekben a víz megkötésénél a fizikai adszorpción kívül kapillárkondenzáció is szerepet játszik. Ilyen esetekben a határoló felületeket olyan monomolekuláris réteg fedi, amely egyidejűleg tartozik szomszédos felületekhez. Ilyen belső terekkel rendelkeznek általában az alacsonyabb rendezettségű szerkezetek, valamint a kifejezetten amorf anyagok.

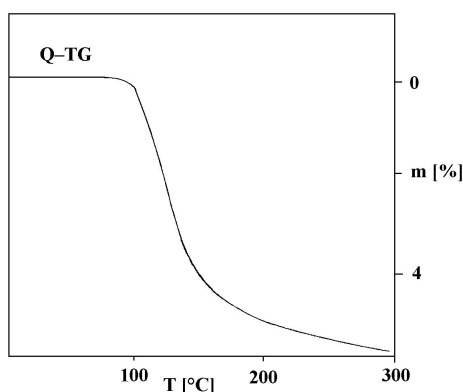
A külső felületeken, ill. a nyitott belső terekben adszorpciós erőkkel kötött vizek mennyisége a felület polaritásától, a belső tér nagyságától és alakjától függ, valamint eszerint változnak a kötéserők is. A víz különböző adszorpciós energianívójú sávokban különböző erővel kötődik és a dehidráció az anyagok termoanalitikai görbéin (DTA, valamint a TG deriváltja, azaz DTG) széles energiaintervallumra utaló lapos zsákkal jelentkezik. Az így megkötött vizek mennyisége gyakran nem fejezhető ki sztöchiometrikus arányokkal, bár a szerkezet jellege az intervallumot általában behatárolja.

Az adszorpciósan kötött vizeknek nincs szerkezet-meghatározó szerepe. A hevítés hatására bekövetkező vízel-távozás közel egyensúlyi körülmények között anizoterm. (1. ábra). Ez a vizsgálat a kvázi-izoterm kvázi-izobár mérés-technikával valósítható meg. Ennek során nem lineáris fel-fűtést alkalmazunk, hanem a fűtés sebességét a folyamatban lévő reakció maga szabályozza úgy, hogy a folyamat végig azonos sebességgel menjen végbe. Az így nyert görbék a Q-TG, ill. deriváltja a Q-DTG. Az ábrán ezzel a módszerrel készült TG görbe látható.

A koordinációs erőkkel kötődő vízmolekulák képződése azzal magyarázható, hogy vizes oldatban a legtöbb kation előszeretettel koordinál vízmolekulát maga köré, és ezek az ásvány kiválásakor akvakomplexek alakjában épülnek be a rácsba. Gyakran méretkiegyenlítő szerepük van, pl. a szulfátok kisebb méretű kationnal akkor alkotnak ásványt, ha a méretkülönbséget víz egyenlíti ki. A kristályvizek az ásványok megfelelően rögzíthető rácspontjain elhelyezkedő, a szerkezet felépítésében sztöchiometrikus arányban résztvevő vízmolekulák. Önmagukban nem szerkezet-meghatározók, de eltávozásuk a szerkezet átrendeződését eredményezheti. Hevítéskor a víz eltávozása alacsony hőmérsékleti tartományokban, több vízmolekula esetén rendszerint a vizsgálati körülményektől (felfűtési sebesség, mintamennyiség stb.) függő, egymást többé-kevésbé átfedő, többlépcsős folyamatban történik. (Ezért az irodalomban

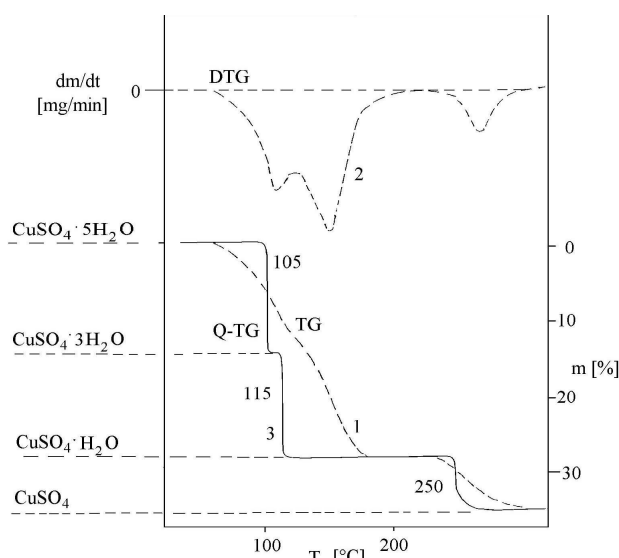
3. táblázat. Az ásványokban található víztípusok és azok termoanalitikai tulajdonságai (Földvári et al. 1988, Földvári 1991)
 Table 3. The most frequent types of occurrence of water in minerals and their most characteristic thermoanalytical features (Földvári et al. 1988, Földvári 1991)

Vízípus	A víz elhelyezkedése		Kötéstípus	A víz megjelenési formája	A víz mennyiségét megszabó tényező	A vízelőadási reakció			A víz szerkezeti szerepe
						megnevezése	hőmérséklete	jellege	
Felületen adszorbeált	külső felületen adszorbeált		van der Waals erők	H ₂ O	a felület polaritása és a külső feltételek		40–100 °C		
	nyitott belső terekben	rétegek között csatornában tüveges vagy amorf szerkezetek belső tereiben, kapillárisaiban	szabad víz, fizikai adszorpcióval kötött víz (van der Waals erők vagy H-híd kötések), kapillár-kondenzáció	főleg H ₂ O, nyomokban OH főleg H ₂ O, kevés OH (elsősorban az AlO ₄ tetraédereken) főleg OH, további H ₂ O-rétegek	a belső tér mérete és felületének polaritása	deszorpció	a belső tér tulajdonságainak változása függvényében, széles hőmérsékleti tartományban	nem egyensúlyi, közel egyensúlyi körülmények között anizoterm	nem szerkezet-meghatározó
Belső terekben kötött	zárt belső terekben	zárványok szerkezetalkotó rácselemek közé beszorult	nincs kötés	szilárd „olvadék”, mint elegykristály	a bezáró szerkezeti elemek mérete	dekrepitáció	a bezáródás hőmérsékletére hevítve a rácselemek átrendeződésének hőmérsékletén	robbanásszerű (porított minta esetén) anizoterm	
	kationok hidrátburka	a rétegek közötti kation típusa szerint	koordinációs H-híd kötések a kationok körül	H ₂ O-molekulák	a kation hidratációs energiája		a kation hidratációs energiájától függően		
Szerkezeti vízelemek	kristályvizek	rácsszerkezetben kötve					a fázisegyensúlyok alakulásától függően	egyensúlyi folyamat, közel egyensúlyi körülmények között izoterm	az utolsó molekula kivételével nem szerkezet-meghatározó
	szerkezeti OH-csoportok		ionos-kovalens kötések	OH-csoportok	sztróchiometrikus	termikus disszociáció (dehidroxiláció)	elektronegativitás és rácsszerkezeti pozíciótól függően	alapvetően izoterm	szerkezet-meghatározó



1. ábra. Na-montmorillonit dehidrációjának Q-TG görbéje
m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 1. Q-TG curve of Na-montmorillonite
m = mass change, T = temperature



2. ábra. Kalkantit ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) dehidrációs görbéi

1-2 jelű görbe = dinamikus fűtésteknika, 3 jelű görbe = kvázi-izoterm fűtésteknika, nyitott (1-2) és labirint-mintatartó (3), m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 2. Dehydration of $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Curves 1-2 = dynamic heating technique, curve 3 = quasi-isothermal () heating technique, using open (1-2) and labyrinth (3) crucibles, m = mass change, T = temperature

gyakran egymásnak ellentmondó adatokat találunk ezekre vonatkozóan). A kristályvizek dehidrációja az esetek többségében egyensúlyra vezető bomlásreakció, tehát a reakció egyensúlya csak a gázalakú bomlástermék, azaz a vízgőz parciális nyomásától függ. Kvázi-izoterm körülmények között a reakció izoterm (2. ábra).

Az adszorpcióval és a koordinációs H-híd kötással kötött vizek közötti kombináció hatásai érvényesülnek a belső terekben lévő, töltéskiegyenlítő, rendszerint kicserélhető kationok vízburkán (agyagásványok, zeolitok). Ezek kötésenergiája nagyobb a csupán adszorbeálódó vízmolekulákénál, értéke a kation méretével összefüggésben lévő hidrációs energia szerint változik. A hidrációs energia nagyságát az ionpotenciálon kívül a szóbanforgó kation elektronegativitása (4. táblázat) is befolyásolja.

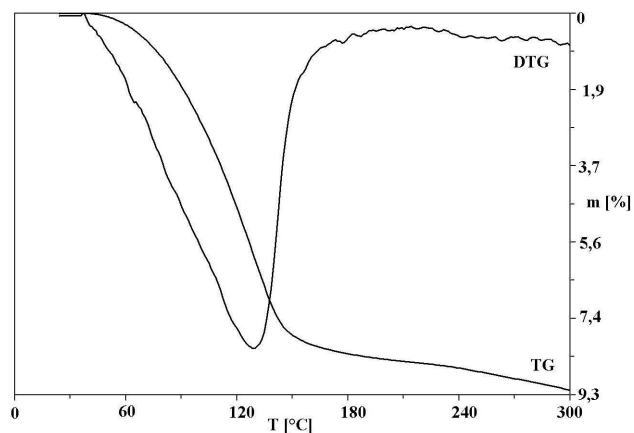
4. táblázat. Kationok hidrációs entalpiája (WULFSBERG 1987)

Table 4. Hydration enthalpies of metal cations (WULFSBERG 1987)

Elektronegativitás <1,5			Elektronegativitás >1,5		
ion	rádiusz	ΔH_{hyd}	ion	rádiusz	ΔH_{hyd}
	nm	(kJ/mol)		nm	(kJ/mol)
1 értékű ionok					
Cs	181	-263			
Rb	166	-296	Tl	164	-326
K	152	-321			
Na	116	-405	Ag	129	-475
Li	90	-515	Cu	91	-594
H		-1091			
2 értékű ionok					
Ba	149	-1304			
Sr	132	-1445	Pb	133	-1480
Ca	114	-1592	Cd	109	-1806
			Cr	94	-1850
			Mn	97	-1845
			Fe	92	-1920
Mg	86	-1922	Co	88	-2054
			Ni	83	-2106
			Cu	91	-2100
			Zn	88	-2044
3 értékű ionok					
			Fe	78	-4376
			Al	67	-4660
4 értékű ion					
Ce	101	-6489			

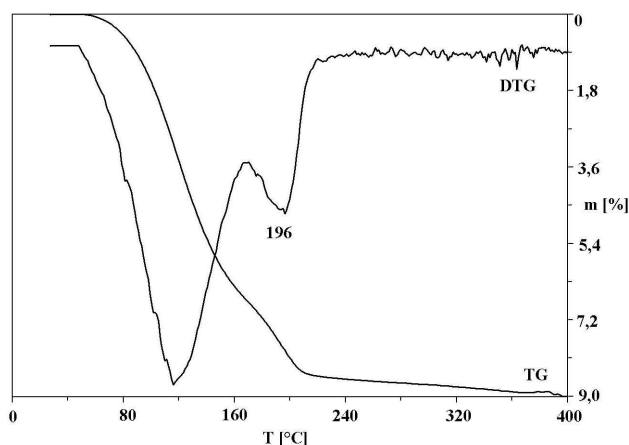
A montmorillonit rétegek közötti térben lévő egyértékű kation esetén a víz-ion-kölcsönhatás (koordinációs erő) közel azonos a víz-víz-kölcsönhatással (amely az egyik leg-erősebb molekulák közötti kapcsolat), ezért a dehidráció egylépcsős folyamat (3. ábra).

A Ca-montmorillonit dehidrációs DTG-görbéje a rétegek közötti Ca^{2+} -ion nagyobb hidrációs energiája követke-



3. ábra. Kationcserélt Na-montmorillonit dehidrációja
m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 3. Dehydration of sodium activated montmorillonite
m = mass change, T = temperature



4. ábra. Ca-montmorillonit dehidrációja

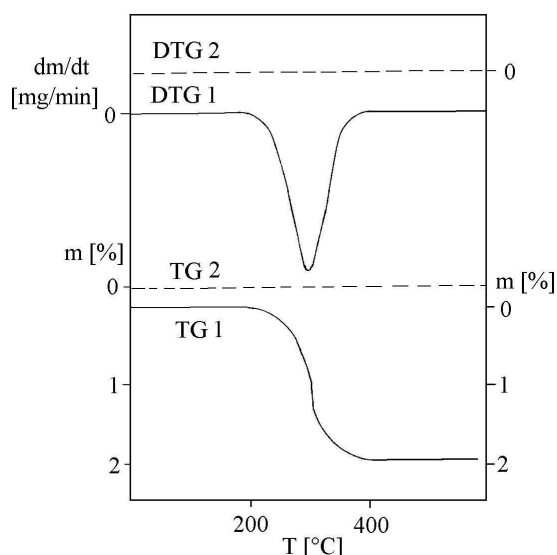
m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 4. Dehydration of Ca-montmorillonite

m = mass change, T = temperature

tében kétlépcsős (4. ábra). További részletek FÖLDVÁRI, KOVÁCS-PÁLFFY (2007) munkájában találhatóak.

A szerkezet által teljesen bezárt térben elhelyezkedő zárványvíz az ásványokban lévő víz legegyszerűbb formája. Keletkezésekor a rendelkezésre álló üreget teljesen kitölti, majd az ásvány lehűlésekor térfogata lecsökken és az üregben libellaként szabadon mozog. Melegítés hatására a keletkezéskor uralkodó hőmérsékleten a folyadék ismét kitölti a rendelkezésére álló üreget, majd e fölé melegítve tovább tágul, és a kialakuló túlnyomás szétrepeszti a kristályt. A dekrepitáció folyamata csak porítatlan mintán észlelhető, a nyitott tégelyből kiugró szemcsék okozta tömegvesztés formájában. Ha a tégelyt lefedjük, vagy porított mintát vizsgálunk, a tömegvesztés nem jelentkezik (5. ábra). A szerkezeti elemek által teljesen bezárt tér-

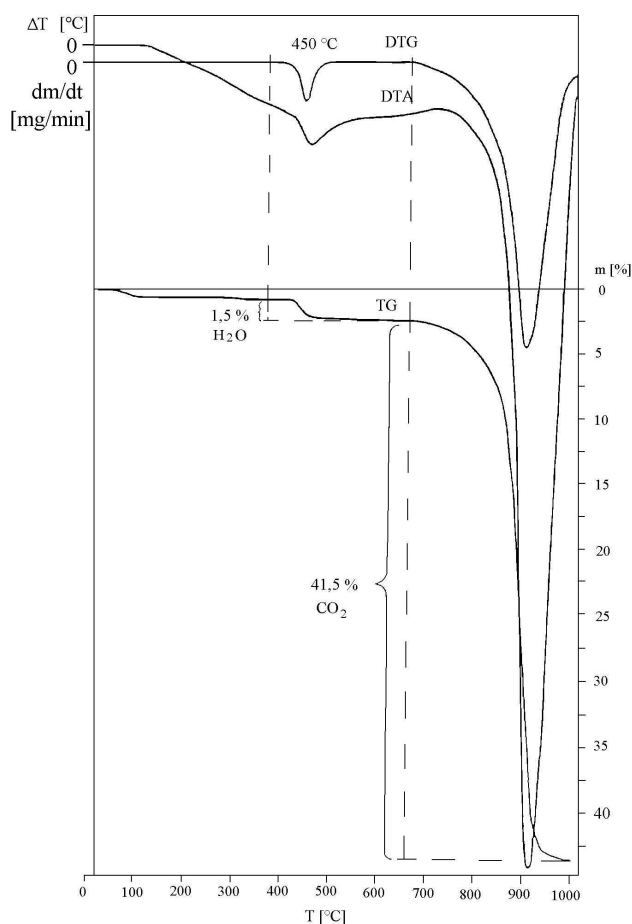


5. ábra. Barit dekrepitációja

1 jelű görbék – nyitott tégely, 2 jelű görbék – fedett tégely, m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 5. Decrepitation of barite

Curve 1 – open crucible, curve 2 – covered crucible, m = mass change, T = temperature



6. ábra. Aragonitban szilárd oldatként jelenlévő víz eltávazása

m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 6. Evolution of water bound as solid solution from aragonite

m = mass change, T = temperature

ben elhelyezkedő vizek másik csoportját az ún. „szilárd oldatként” kötött vizek (elegykristályok) alkotják, amelyeknek a szerkezetből való kiszabadulása azon a hőmérsékleten történhet, amelyen a kristályban az öndiffúzió számottevő mértéket ér el, más szóval a rácselemek átrendeződése, az átkristályosodás megindul. Ilyen jelenséget tapasztalunk például az aragonit (6. ábra) vagy néha a kvarc esetében, amelyek bár sztöchiometriai képletük szerint nem víztartalmú ásványok, rácsszerkezeti átalakulásukat gyakran kíséri tömegvesztés. A bemutatott aragonitminta kémiai elemzése igazolja, hogy kb. 450 °C-nál lép ki a szerkezetből.

Zeolitok és kőzetüvegek esetében a szerkezeti elemek közé szorulhat víz, a hevítés során bekövetkező összeomlásakor is. Ennek a víznek az eltávazási hőmérséklete >900 °C.

Termikus bomlás

A disszociációs bomlási folyamatok során eltávazó komponensek szerkezetalkotó és szerkezet-meghatározó elemei az ásványnak. Nincsenek meg molekuláris alakban a szerkezetben, ezért a bomlási folyamat kétlépcsős.

1. A bomlástermékek molekuláris alakjának kialakulása:
 - hidroxidok esetében protonfelvétel,
 - karbonátok, szulfátok stb. esetében oxigénleadás.
2. A bomlástermék eltávoztása.

A termikus disszociációs reakciókat a szerkezetben uralkodó jóval erősebb ionos vagy kovalens kötések következtében a rácsszerkezet tulajdonságai befolyásolják, szemben a dehidrációs folyamatokat elsősorban meghatározó termodinamikai fázisegyensúlyokkal. A bomlás hőmérsékletét megszabó tényezők közül első helyen a kötés erősségét kell említeni. Az 5. táblázat a természetben előforduló

5. táblázat. Bomlási hőmérsékletek elektronegativitások sorrendjében (FÖLDVÁRI 1987)

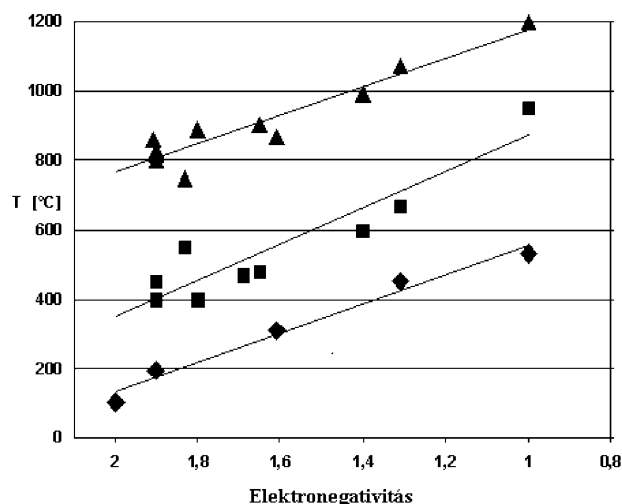
Table 5. Temperature of decomposition depending on the electronegativity (FÖLDVÁRI 1987)

		Bomlási hőmérsékletek ásványonként és folyamatonként					
		dehidroxiláció		kalcináció		szulfát disszociáció	
	elektro-negativitás	°C	hidroxidok	°C	karbonátok	°C	szulfátok
NH ₄ ⁺						460	mascagnin
B ³⁺	2	160	sassolin				
Cu ²⁺	2			400	azurit	820	kalkantit
Bi ³⁺	1.9			450	bismutit	800	bieberit
Fe ³⁺	1.9	195	bernalit			830	jarosit
Fe ²⁺	1.8			550	sziderit	750	melanterit
Ni ²⁺	1.8					860	morenosit
Cd ²⁺	1.7			470	otavit		
Pb ²⁺	1.6			400	cerusszite	890	anglezit
Zn ²⁺	1.6			490	smithsonit	905	goslarit
Al ³⁺	1.5	310	gibbsit			870	alunogén
Mn ³⁺	1.5						
Mn ²⁺	1.4			600	rodokrozit	990	mallardit
Mg ²⁺	1.2	450	brucit	670	magnezit	1070	kieserit
Ca ²⁺	1	530	portlandit	950	kalcite	1200	anhidrit
Si ²⁺	1			1180	stroncianit	1180	cölestin
Na ⁺	0.9			1150	natrit		
Ba ²⁺	0.85			1200	witherit		
K ⁺	0.8					>1200	káliumszulfát

ásványok bomlási reakcióinak példáján jól tükrözi, hogy a kötésben résztvevő kation elektronegativitási értékeinek csökkenése azonos anionnal való kötésben a kötés erősségét, azaz a bomlási hőmérséklet növekedését eredményezi. Az anionok vonatkozásában az aniongyökök oxigénjének a külső kation felé ható elektronegativitási értékeinek van hasonló hatása. Ezért, mint a táblázatból is kitűnik, azonos kationnak különböző anionnal alkotott vegyületei is meghatározott stabilitási sorrendet mutatnak. Az elektronegativitási értékek adta sorrendet a vegyérték, ill. ionpotenciál figyelembevételével tudjuk finomítani.

A közölt hőmérsékleti értékek a MACKENZIE (1957, 1962, 1970), CVETKOV et al. (1964), TODOR (1972), IVANOVA et al. (1974) és SMYKATZ-KLOSS (1974) kézikönyvében szereplő adatok átlagértékei

A táblázat adatai a 7. ábrán ábrázolva jelzik az összefüggéseket.



7. ábra. A bomlási hőmérséklet és a kationok elektronegativitása közti összefüggés

◆ = hidroxidok, ■ = karbonátok, ▲ = szulfátok

Figure 7. Decomposition temperature versus electronegativity

◆ = hydroxides, ■ = carbonates, ▲ = sulphates

A bomlási hőmérsékletet megszabó másik lényeges tényező a rácsszerkezet. A 6. táblázat különböző szerkezetű ásványokban azonos kationnak OH-val való kötődése esetén mutatja be a bomlási hőmérsékletet. A táblázatból megállapítható, hogy azonos kötéskapcsolat esetén magasabb hőmérsékleten szabadul fel a bomlástermék, ha bonyolultabb szerkezetben van. A jelenséget több tényező együttesen eredményezi. Egyrészt a szerkezetnek az adott kötésben közvetlenül részt nem vevő része is közvetett módon hatással van a kötéskapcsolat erősségére, ill. a szerkezet stabilitásra. A szerkezet befolyásolja a bomlási folyamat során szükséges diffúzió lehetőségét is. Hidroxidok esetében diffúzió a bomlás mindkét fázisában fellép (protonvándorlás, vízmolekulák kilépése), az oxigénleadással járó molekula-kialakulásoknál természetesen a folyamat helyben zajlik, így csak a felszabaduló komponens rácsból való kilépésénél játszik szerepet a diffúzió. A hidroxidok esetében a rácsszerkezet megszabja a vízzel egyesülő OH-csoportok egymástól való távolságát, és a bomlási hőmérséklet kialakulását azok száma és egymáshoz viszonyított pozíciója is befolyásolhatja. Például a rétegszilikátok termikus görbéin mutatkozó különbség (7., 8. táblázat) többek között arra vezethető vissza, hogy 1:1 típusú rétegszilikátok OH-csoportjainak zöme a rétegkomplexum felületén helyezkedik el, míg 2:1 rétegszilikátoknál a rétegkomplexum belsejében.

A rácsszerkezet hatását a bomlás hőmérsékletére jól tanulmányozhatjuk a kettős karbonátok termikus görbéin is. A kettős karbonátok alacsonyabb hőmérsékletű, ún. „karakterisztikus” csúcsának hőmérséklete a bonyolultabb rácsszerkezet következtében magasabb, mint ugyanez a bomlási folyamat egyszerű karbonátokban. A második, magasabb hőmérsékletű bomlási folyamat hőmérséklete már nem tér el a megfelelő egyszerű karbonát bomlási hőmérsékletétől.

A bomlási hőmérsékletet befolyásoló harmadik tényező a maradék szerkezet képessége az átalakulásra. Az oxigén-befogadás ugyanis rendszerint koordinációs szám-változást

6. táblázat. Különböző rácsszerkezetekben található hidroxidok bomlási hőmérséklete a kationok elektronegativitása szerint

Table 6. Temperature of decomposition of hydroxide in different types of structures depending on the electronegativity of cations

Kationok		Dehidroxilációs hőmérsékletek és ásványok, ásványcsoportonként														
elektro-negativitása	°C	egyszerű hidroxidok	°C	oxid-hidroxidok	°C	1:1 rétegszilikátok	°C	szmektitek	°C	primér kloritok	°C	agyag-csillámok	°C	csillámok	°C	talk-pirofillit sor
2	160	sassolin														
1,9	195	bernalit	370	goethit			490	nontronit								
1,8					590	Fe-szerpentin (greenalit)			560	thüringit, chamosit						
1,8					620	Ni(Mg)-szerpentin (falcondoit=garnierit)										
1,5	310	gibbsit	560	böhmít	590	kaolinit	590	beidellit	520	szudoit	570	illit	840	muszkovit	740	pirofillit
1,5			370	manganit												
							690	montmorillonit								
1,2	450	brucit			720	Mg-szerpentinek	850	szaponit	820	Mg-kloritok	860	ledikit (parasze-piolit")	1230	flogopit	970	talk
1	530	portlandit														

7. táblázat. 1:1 típusú rétegszilikátok termoanalitikai adatai

Table 7. Thermoanalytical data of 1:1 layer type clay minerals

Ásványok besorolása				Termikus reakciók		
csoport	alcsoport	fajok típusai	ásványnév	dehidráció	a dehidroxiláció hőmérséklete (°C)	a fázisátalakulás hőmérséklete (°C)
kaolinit-szerpentin	dioktaéderes: kaolinit	szerkezeti	kaolinit	-	530-590	990-1000
			fire-clay (kaolinit _a)	H ₂ O<OH	500-560	940-980
			halloysit	H ₂ O=OH	600-670	995-1010
	trioktaéderes: szerpentin	kémiai szerkezeti	Fe-szerpentin (cronstedtit)	csak a „hidro” változatoknál	400-650	640-650
			Ni-szerpentin		500-750	800-830
			Mg-szerpentin		640-730	800-840
			krizotil antigorit		780-820	800-840

8. táblázat. 2:1 típusú rétegszilikátok termoanalitikai adatai

Table 8. Thermoanalytical data of the main 2:1 layer type clay minerals

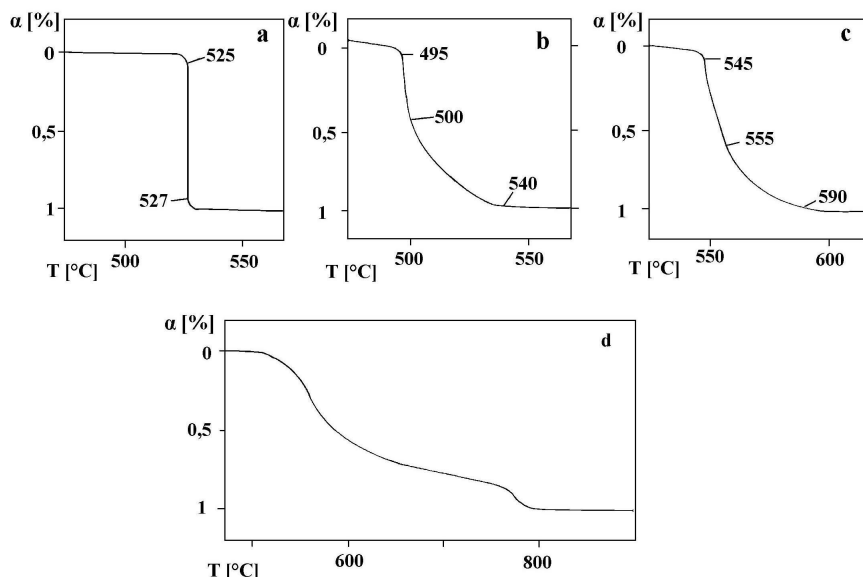
Ásványok besorolása és jellemzése				Termikus reakciók		
csoport	alcsoport	oktaéderes kation	ásványnév	dehidráció	a dehidroxiláció hőmérséklete (°C)	a fázisátalakulás hőmérséklete (°C)
Pirofillit-talk	dioktaéderes:	Al	pirofillit	-	650-850	
	trioktaéderes:	Fe ²⁺ , Mg Mg	minnesotait talk	-	≈ 600 850-1000	
Szmektit	dioktaéderes	Cr Fe Al Al _{1,67} Mg _{0,33}	volkonszkoit nontronit beidellit montmorillonit	+	390-470 400-500 550-600 ≈ 700	<900
	trioktaéderes	Zn Mg, Li Mg	sauconit hectorit szaponit	+	680-750 850-900 850-900	<900
Csillám	dioktaéderes		muszkovit paragonit	-	820-920 800-850	
	di-trioktaéderes	Li, Al Li, Fe, Al	lepidolit zinnwaldit	-	≈ 900 900-950	
	trioktaéderes	Mg, Fe, Mn Mg	biotit flogopit	-	1080-1180 1180-1280	
Agyagcsillám	dioktaéderes	Al	illit	+	≈ 550	>900
	di-trioktaéderes	Fe ³⁺ , Al, Fe ²⁺ , Mg	glaukonit, szeladonit	+	≈ 550	>900
	trioktaéderes	Mg	ledikit „parasze-piolit”	+	≈ 860	>900

8. ábra. A dehidroxilációs folyamatok jellegének változása a rácsszerkezet bonyolultabbá válásával összhangban

Egyre bonyolultabb rácsszerkezetű ásványok dehidroxilációjának Q-TG görbéi: a – portlandit, b – böhmít, c – kaolinit, d – pirofillit, a = elbomlott hányad

Figure 8. Change of the character of the dehydroxylation process with more complicated lattice structure

Q-TG curves of dehydroxylation processes of a – portlandite, b – boehmite, c – kaolinite, d – pyrophyllite, a – fraction reacted



tesz szükségessé a maradék szerkezet számára, erre azonban ez csak bizonyos hőmérsékleten képes. Más esetekben a disszociáció egyidejű szerkezeti bomlással vagy átrendeződéssel jár. Figyelemre méltó jelenség, hogy az olyan szerkezetű ásványok disszociációs bomlása, amelyek molekuláris alakban is tartalmaznak vizet, alacsonyabb hőmérsékleten történik, mint a hasonló vízmentes szerkezetűeké (agyagcsillámok, víztartalmú foszfátok stb.) A disszociációs folyamatok alapvetően izoterm jellegűek (l. portlandit, 8. ábra). A rácsszerkezet bonyolultabb jellege a reakció magasabb hőmérsékletre való eltolódásán kívül abban jut kifejezésre, hogy a reakció mind jobban eltávolodik a 0. rendű (egyensúlyra vezető, koncentrációtól független sebességű), izoterm jellegtől (l. böhmít, kaolinit, pirofillit a 8. ábrán).

Adott bomlási reakció hőmérsékletét a vizsgált reakcióban résztvevő bomló komponens mennyisége is erősen befolyásolja. Minél nagyobb mennyiségben van jelen az adott komponens, annál magasabb hőmérsékleten jelentkezik a reakció a bomlás során felszabaduló gáznemű komponensek reakciót gátló parciális nyomása következtében. A hőmérséklet-eltolódás több száz °C-ot is elérhet.

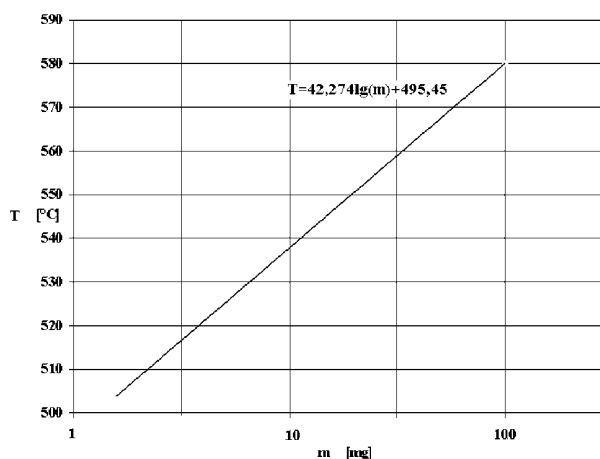
Mennyiségi meghatározások

A termoanalitikában alkalmazott mennyiségi meghatározási módszerek alapulhatnak a DTA csúcsterület mérésén, kalibráló görbék felhasználásával, bomlási reakciók esetében pedig adott ásványra meghatározott "PA" (Proben Abhängigkeit) egyenes (9. ábra) segítségével a bomlási hőmérséklet és a koncentráció logaritmikus összefüggése alapján:

$$T = c \cdot (\lg M + T_i),$$

ahol T = a mért hőmérséklet, M = a vizsgált fázis mennyisége, $T_i = 1$ mg fázis bomlási hőmérséklete, c = specifikus reakciókonstans.

A felsorolt módszerek csak félkvantitatív becslésre adnak lehetőséget.



9. ábra. Jól kristályos kaolinit (Mesa Alta) PA-görbéje (SMYKATZ-Kloss 1974 mérési adatai alapján)

m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 9. PA curve of well-ordered kaolinite from Mesa Alta (based on data measured by Smykatz-Kloss 1974)

m = mass change, T = temperature

Mennyiségi meghatározásra legalkalmasabbak a bomlási (esetleg oxidációs és redukciós) folyamatok során jelentkező tömegváltozások alapján történő mérések, azaz a termogravimetria. Ennek a módszernek minden más műszeres fázisanalitikai eljárással szembeni előnye, hogy közvetlenül és abszolút értékben nyert mérési paramétereket használunk. Ennek során egy adott reakció folyamán mért tömegváltozásból a termokémiai reakcióegyenlet ismeretében a mintában lévő ásványkomponens tömegszázalékos aránya meghatározható. A mennyiségi meghatározásokhoz bevezetett sztöchiometriai faktor

$$f = \frac{M}{m}$$

ahol M = az ásvány molekulatömege és m = a szóban forgó reakció során jelentkező tömegváltozás.

„Ankerit” ($(\text{Mg} > \text{Fe})\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$) és kalcit keverékének példáján az alábbi számítások végezhetők el (az elméleti képlet $\text{FeCa}(\text{CO}_3)_2$ szerinti igazi ankerit nem szokott a természetben előfordulni):

Az ásványok termikus reakciói:

1. 700–770 °C:

a: endoterm — $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{CO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{FeO} + \text{CO}_2$,

b: exoterm — $2\text{FeO} + \text{O}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3$;

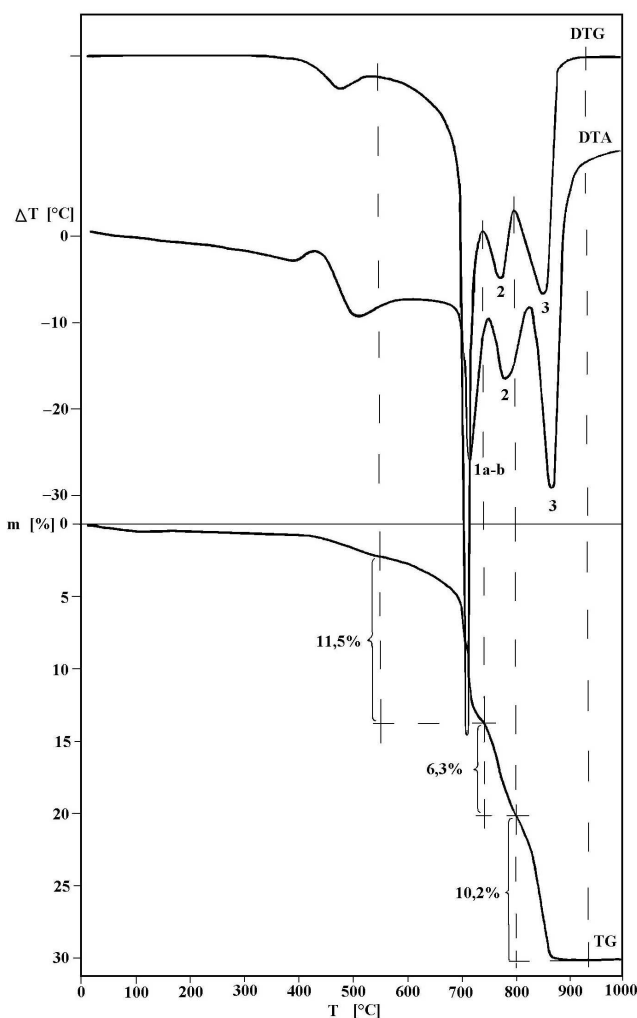
2. 750–800 °C:

endoterm — $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 2\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Fe}_2\text{O}_5 + 2\text{CO}_2$;

3. 850–950 °C:

endoterm — a maradék $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$;

innen: $(\text{CO}_2)_{\text{Ca}} = \text{a 2. + 3. reakció tömegvesztése}$,
 $(\text{CO}_2)_{\text{Fe}} = \text{a 2. reakció tömegvesztése}$,
 $(\text{CO}_2)_{\text{Mg}} = \text{az 1. reakció tömegvesztése} - 0,82 \times$
 $(\text{a 2. reakció tömegvesztése})$,
 a kalcitához tartozó CO_2 -tartalom: $(\text{CO}_2)_{\text{Ca}} - (\text{CO}_2)_{\text{Fe}} -$
 $-(\text{CO}_2)_{\text{Mg}}$.



10. ábra. Az „ankerit” termikus görbéi

Lelőhely: Sukoró St-1 fúrás 55,6–56,4 m, minta tömege 1000 mg, fűtési sebesség 17°C/perc, m = tömegváltozás

Figure 10. Thermoanalytical curves of „ankerite”

Locality: Sukoró borehole St-1 55.6–56.4 m, sample mass 1000 mg, heating rate 17°C/min, m = mass change, T = temperature

A bemutatott termikus görbe (10. ábra) mérési adataiból a 9. táblázatban látható alábbi számítások végezhetők el a fenti reakcióegyenletek alapján:

9. táblázat. Az ankerittartalmú minta számításai

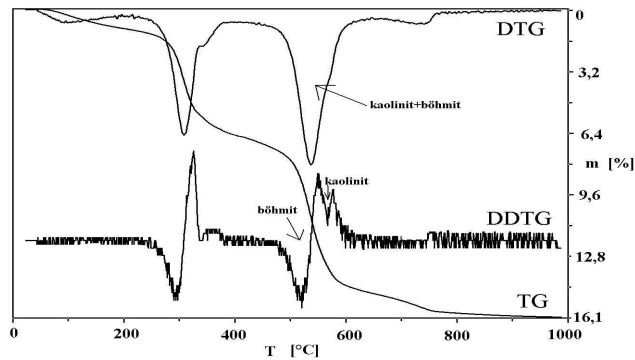
Table 9. Calculation of the ankerite bearing sample

	Mért adatok	„Ankerithez” tartozó CO_2 - tartalom	Kalcithoz tartozó CO_2 - tartalom
Tömegvesztés az 1. reakció során	11,5%	11,5%	
A valódi CO_2 -vesztés az első reakció során (a vasoxidáció tömegnövekedésével korrigálva)		$11,5 + (6,3 \times 0,18) = 12,6\%$	
Tömegvesztés a 2. reakció során	6,3%	6,3%	
Tömegvesztés a 3. reakció során	10,2%	$12,6 - (2. \text{ reakció}) = 6,3\%$	$10,2 - 6,3 = 3,9\%$
CaO-tartalom az ankeritben		16,1%	
MgO-tartalom az ankeritben		5,8%	
FeO-tartalom az ankeritben		10,3%	
Az „ankerit” mért CO_2 -tartalma		24,1%	
Az „ankerit” valódi CO_2 -tartalma: (Teljes tömegvesztés + $(0,18 \times \text{tömegvesztés a 2. reakció során})$)		$24,1 + 1,13 = 25,23\%$	
A minta ankerittartalma		~57%	
Az „ankerit” kation-összetétele	$\text{Ca}_{0,5}\text{Mg}_{0,25}\text{Fe}_{0,25}$		
A minta kalcittartalma			9%
Egyéb termikusan aktív ásványok a mintában	Montmorillonit, illit, kaolinit, pirit		

A termogravimetriás mérés azt is lehetővé teszi, hogy az anyag hő hatására bekövetkező feltételezett termokémiai folyamatait tisztázzuk. A bemutatott ankerit ásvány három bomlási reakcióját a DTA felvételek alapján a szakmai irodalomban is félreértelmezték. Azt észlelték, hogy a 2. reakció mérete összefüggést mutat az ásvány vastartalmával, ezért úgy gondolták például, hogy az első reakció a magnéziumkarbonát, a 2. a vaskarbonát, a 3. pedig a kalciumkarbonát bomlása. A fenti egyenletekből látszik, hogy a második reakció valóban arányos a vastartalommal, de csak azért mert a vassal arányos kalciumkarbonát bomlása következik be a 2. reakció szerint. A három bomlási reakció során mérhető tömegváltozási arányok egyértelműen igazolják a reakciók értelmezését. A még kevesebb vasat tartalmazó vasas dolomitban az 1. reakció szétválódik, alacsonyabb hőmérsékleten a vaskarbonát, magasabb hőmérsékleten a magnéziumkarbonát bomlik.

A termikus vizsgálatok során gyakori, hogy a mintában lévő ásványok reakciói egymással fedésbe kerülnek. Ezek szétválasztására a termogravimetria két további eljárást tesz lehetővé. A TG-görbe második deriváltjának (DDTG) segítségével szétválasztott böhmít- és kaolinitreakció látható a 11. ábrán.

Ugyanez a minta a kvázi-izoterm kvázi-izobár mérési technika alkalmazásával a 12. ábrán látható.

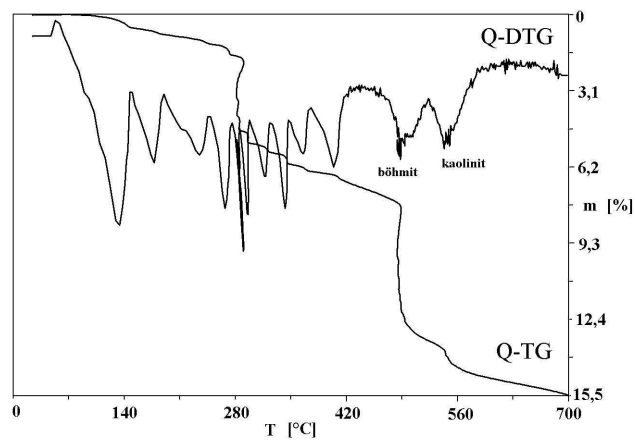


11. ábra. Böhmít és kaolinit egymást fedő reakcióinak szétválasztása DDTG-görbe segítségével

Bauxit, Nyírád, egyéb ásványok: gibbsit, goethit, kalcit, m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 11. Separation of the overlapped reactions of boehmite and kaolinite by means of DDTG curves

Bauxite, Nyírád (Hungary), other minerals: gibbsite, goethite, calcite, m = mass change, T = temperature



12. ábra. Böhmít és kaolinit egymást fedő reakcióinak szétválasztása kvázi-izoterm fűtési technika alkalmazásával

Bauxit, Nyírád, m = tömegváltozás, T = hőmérséklet

Figure 12. Separation of the overlapped reactions of boehmite and kaolinite by Q-DTG

bauxite, Nyírád (Hungary), m = mass change, T = temperature.

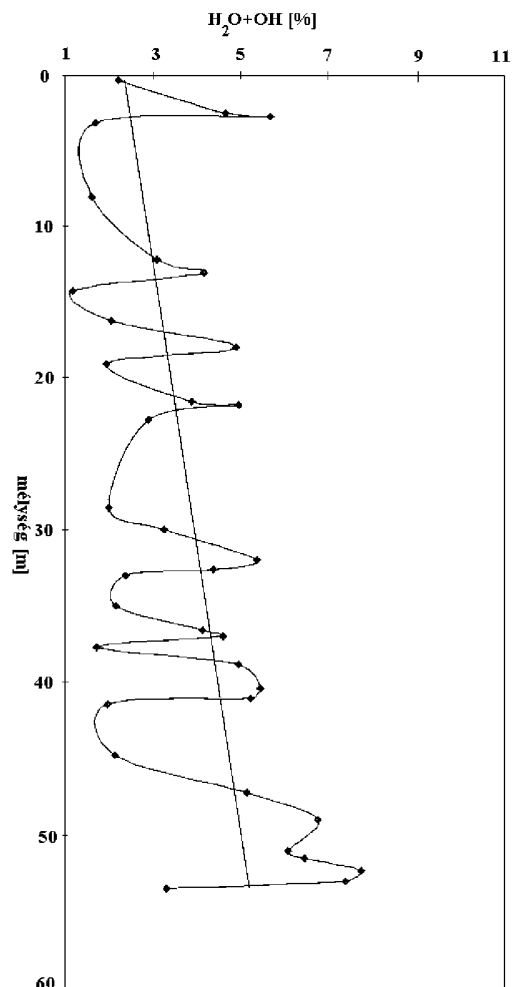
Példák a termogravimetria földtani célú alkalmazásaira

Az ásványok azonosítási és mennyiségi meghatározási lehetőségeinek bemutatását követően néhány alkalmazási példával szeretném illusztrálni a termoanalízis ill. ezen

belül a termogravimetria lehetőségeit a földtani problémák megoldásában.

A geológiában gyakran előfordul, hogy egy jelenség észlelhető terepen vagy szabad szemmel, de az észlelés nehezen számszerűsíthető. Ebben a körbe tartozik a mállási folyamatok észlelése, ill. mértékének számszerűsítése. Így pl. egy lösz és paleotalaj váltakozásából álló sorozat mintáinak molekulárisvíz- és OH-víz-tartalmát jelző görbe (13. ábra) mintegy paleoklíma-görbéként is értelmezhető, mivel a magasabb víztartalmú rétegek az interglaciálisok nedvesebb, melegebb klímáját jelzik (FÖLDVÁRI, KOVÁCS-PÁLFFY 2002, MARSÍ et al. 2004).

A kezdeti mállás észlelésére a termikus görbe elején megjelenő, akár mindössze tizedszázaléknyi vizet jelző



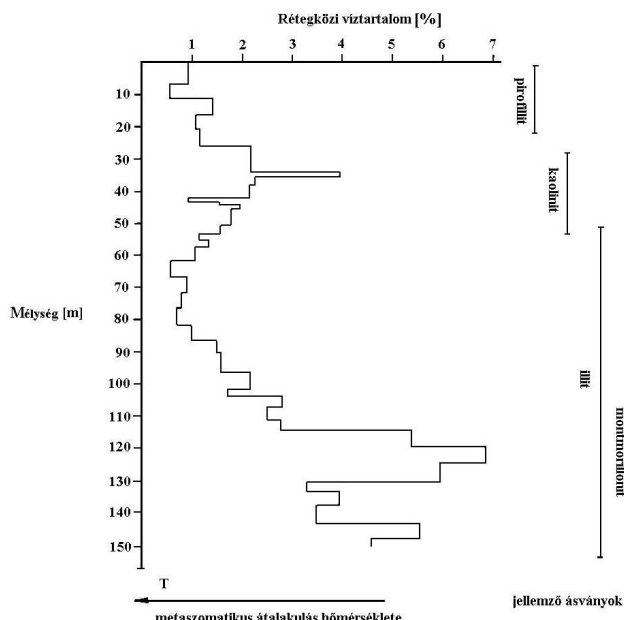
13. ábra. Az Üvegputa Üh-22 fúrás löszszelvényének mállási (paleoklíma-) görbéje TG-görbéből meghatározott molekulárisvíz- és hidroxid-víz-tartalom alapján

Figure 13. Weathering (paleoclimate) curve of a loess section in Borehole Üvegputa Üh-22 (Hungary), based on the molecular and hydroxid water content measured from the TG curve

tömegcsökkenés a leggyorsabb jelzés pl. a magmás kőzetek esetében, mert a termikusan inaktív ásványok mellett ez a kis reakció is közvetlenül észlelhető, míg egyéb módszerekkel a többi ásvány nagy intenzitású sávjai mellett a

nyomokban jelenlévő mállásra utaló nyomok bizonytalanul értékelhetők (KOVÁCS-PÁLFFY et al. 2000).

A Velencei-hegységben az andezit metasomatikus átalakulási hőmérsékletét a megjelenő ásványi paragenézisen kívül ugyancsak a molekuláris víztartalom mérésével gyors, áttekintésre alkalmas módon lehetett jellemezni (14. ábra).



14. ábra. Rétegek közti víztartalom és metasomatikus átalakulás hőmérsékletének összefüggése a Pázmánd Pd-2 fúrásban (DARIDA-TICHY et al. 1984)

Figure 14. Relationship between the interlayer water content and the metasomatic alteration temperature in the Borehole Pázmánd Pd-2 (Hungary; Darida-Tichy et al. 1984)

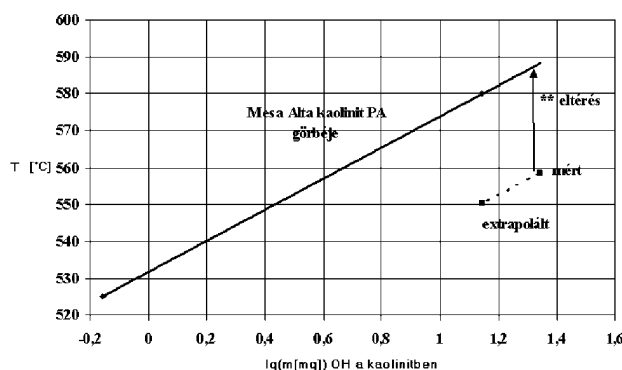
A kaolinitok rendezettségi állapota szoros összefüggésben van genetikájukkal és átalakulásuk földtani folyamataival. Egyéb módszerek mellett a termikus elemzés is különféle paraméterekkel tudja mérni a kaolinitok rendezettségi állapotát (FÖLDVÁRI, KOVÁCS-PÁLFFY 1993, FÖLDVÁRI, GERMÁN-HEINS 1994, FÖLDVÁRI 1997, 1999). A 10. táblázat eltérő genetikájú kaolinitminták legjobb rendezettségi állapotra vonatkozó mérőszámainak átlagait foglalja össze.

A mennyiségi meghatározások módszereinél már utaltunk arra, hogy egy adott reakció hőmérséklete a vizsgált reakcióban résztvevő komponens mennyiségével is összefüggésben van (PA-görbe). Ezért mérési adataink csak akkor válnak egymással összehasonlíthatóvá, ha a mért bomlási hőmérsékleteket azonos mennyiségű bomlási komponensre átszámoljuk. A nyert értéket a fenti táblázatban szereplő „extrapolált” vagy „korrigált” bomlási hőmérséklet. Az adott ásványra standardként meghatározott PA-görbétől való eltérésből (15. ábra) sokféle információt lehet nyerni (az ásvány rendezettségi állapota, helyettesítés az ásványban, különféle geológiai folyamatok hatása, pl. mállás, diagenézis stb.). Ezek a vizsgálatok akkor váltak lehetségessé, amikor a derivatográf komputerizált változatával kezdtünk dolgozni, — melyben jóval kisebb mintamennyi-

10. táblázat. Különböző genetikájú kaolinitok rendezettséget jellemző legjobb termikus paramétereinek átlagértékei

Table 10. Characteristic mean thermal parameters of crystallinity for kaolinite of different genesis

Képződmény	A kaolinit rendezettséget alakító földtani tényező	Vizsgált minták száma	Átlagértékek		
			dehidroxiláció korrigált bomlási hőmérséklete (°C)	dehidroxiláció aktiválási energiája (kJ/mol)	exoterm csúcs hőmérséklete (°C)
Magas hőmérsékletű hidrotermális	hőmérséklet	31	669	137	994
Alacsony hőmérsékletű hidrotermális	hőmérséklet	39	573	147	991
Paleotalaj (devon)	diagenézis	6	577	139	996
Paleotalaj (triász)	diagenézis	5	565	134	968
Szárazföldi homokkő		40	564	133	964
Mállási folyamat terméke	mállás	69	564	133	959
Bauxit	mállás	114	560	130	961
Paleotalaj (pleisztocén)	mállás	58	547	115	932
Összesen		362			



15. ábra. Anyagok jellemzésére használt indirekt paraméterek
* extrapolált bomlási hőmérséklet = 13,95 mg OH (100 mg kaolinit) csúcs hőmérséklete, ** eltérés = hőmérsékletkülönbség a standard Mesa Alta kaolinit és a vizsgált minta hőmérséklete között, m = tömeg, T = hőmérséklet

Figure 15. Indirect parameters for the characterisation of materials
* extrapolated decomposition temperature = peak temperature of 13.95 mg OH (100 mg of an investigated kaolinite) ** deviation = peak temperature difference between 100 mg kaolinite from Mesa Alta and kaolinite examined, m = mass, T = temperature

ségen végezzük a méréseket — ugyanis a hőmérséklet-mennyiség közti logaritmusos összefüggés értelem-szerűen a kis mennyiségek tartományában eredményez karakterisztikus hőmérsékleti differenciákat.

A kaolinitok bomlási hőmérsékleteinek eltérését a standardminta PA-görbétől a 16. ábrával illusztráljuk.

A 17. ábra azt mutatja be, hogy a diagenézis során a paleotalaj eredetileg rosszul rendezett kaolinitje annyira rendezetté

válk, hogy rendezettségi paraméter értékei az alacsony hőmérsékletű hidrotermális kaolinitével összemérhetők.

Kalcitok korrigált bomlási hőmérsékleteinek mérési módszerét eredményesen alkalmaztuk a Kecsekő (Gere-

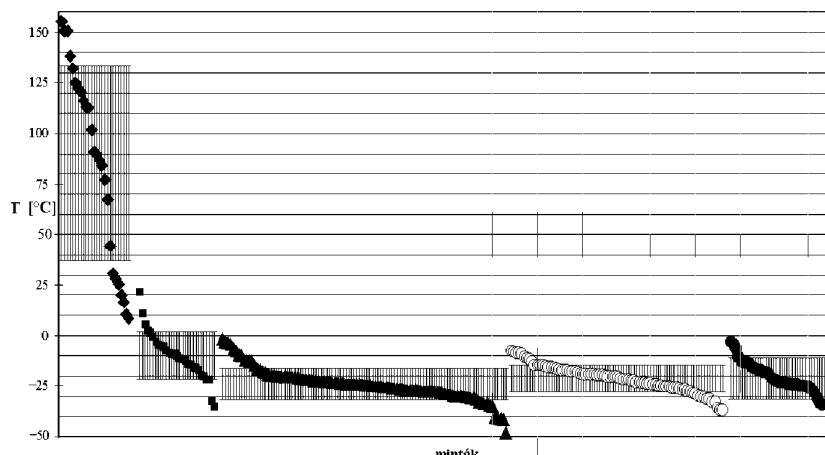
cse-hegység) Dachsteini Mészke szelvényében megjelenő gyengén mállott-talajosodott szintek jelzésére. A vizuális észlelés szerinti átalakult zónát a kalcitok szerkezetének meggyengült kötéseire, azaz alacsonyabb bomlási hőmér-

16. ábra. Különböző genetikájú kaolinitok bomlási hőmérsékletének szórás tartományai a Mesa Alta kaolinitéhez viszonyítva

◆ – magas hőmérsékletű hidrotermális, ■ – alacsony hőmérsékletű hidrotermális, ▲ – bauxit, ○ – mállás, ● – szárazföldi homokkő, T = hőmérsékleteltérés

Figure 16. Scatter range of characteristic thermal decomposition temperature for kaolinite of different genetic as compare to Mesa Alta kaolinite

◆ – high-temperature hydrothermal, ■ – low-temperature hydrothermal, ▲ – bauxite, ○ – weathering, ● – terrestrial sandstone, T = deviation of temperature

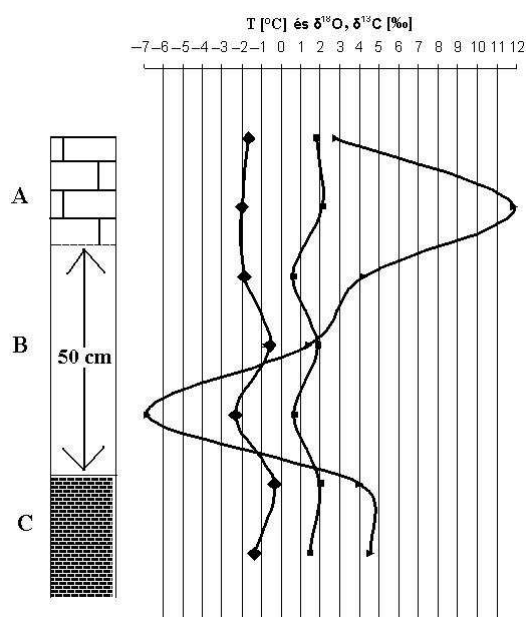
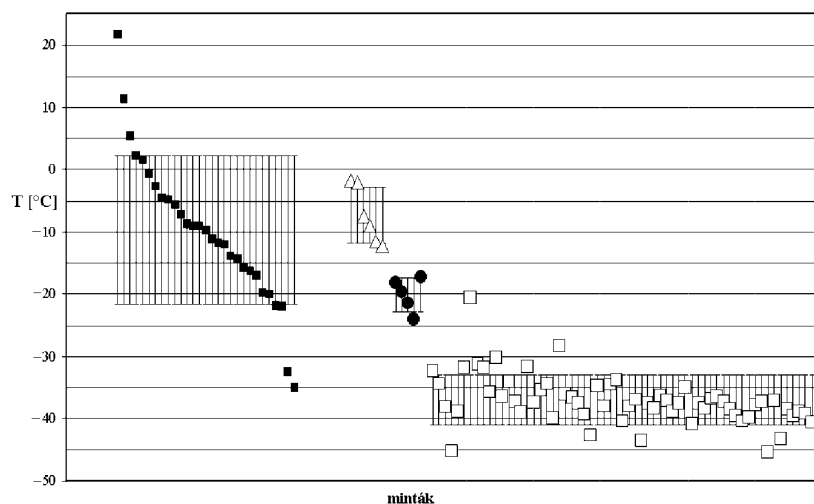


17. ábra. Különböző diagenetikus állapotú paleotalajok kaolinitjének bomlási hőmérsékletének szórási tartománya az alacsony hőmérsékletű hidrotermális kaolinnal összehasonlítva

■ – alacsony hőmérsékletű hidrotermális, △ – paleotalaj (devon), ● – paleotalaj (triász), paleotalaj, vörösiszap (pleisztocén), T = hőmérsékleteltérés

Figure 17. Scatter range of characteristic thermal parameter for kaolinite from palaeosols of different diagenetic stage as compared to hydrothermal kaolinite

■ – low-temperature hydrothermal, △ – palaeosol (Devonian), ● – palaeosol (Triassic), palaeosol, red clay (Pleistocene), T = deviation of temperature

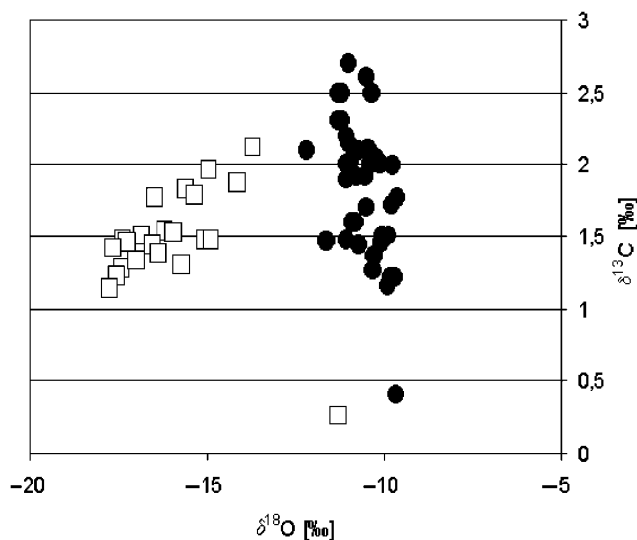


18. ábra. Dachsteini Mészke szelvénye stabilizotóp- és termikus bomlási hőmérséklet-adatai (Deák et al. 2002)

◆ – $\delta^{18}\text{O}$, ■ – $\delta^{13}\text{C}$, ▲ – bomlási hőmérsékleti eltérés, A = szubtidális mészkő, B = talajosodás hatására elváltozott mészkő, C = gyengén átalakult szupratidális szediment

Figure 18. Stable isotope and thermal difference data in studied Dachstein Limestone profile (Deák et al. 2002)

◆ – $\delta^{18}\text{O}$, ■ – $\delta^{13}\text{C}$, ▲ – thermal difference data, A = subtidal limestone, B = pedogenically altered limestone, C = weakly altered supratidal sediment



19. ábra. $\delta^{13}\text{C}$ - és $\delta^{18}\text{O}$ -értékek egyes édesvízi mészkövekben (FÖLDVÁRI et al. 2003)

□ – Buda, Várhegy, ♦ – Budakalász

Figure 19. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in some travertines (FÖLDVÁRI et al. 2003)

□ – Buda, Vár Hill, ♦ – Budakalász

séklete is jelzi. A termoanalitikai mérési adatok jól korrelálnak Hertelendi Ede által mért stabiloxigén- és szénizotóparány-adataival (18. ábra).

Közel azonos korú édesvízi mészkövek esetében a kalcitok stabil C- és O-izotópjainak összetételei különböző lelőhelyekre vonatkozóan jól elkülönülnek, ezzel lehetőséget szolgáltatnak a keletkezési körülmények (vízhőmérséklet és egyéb paleohidrológiai és paleoklimatológiai különbség) jelzésére (19. ábra).

Hasonló különbség észlelhető ugyanezen lelőhelyek kalcitjainak korrigált bomlási hőmérsékleti értékeiben (20. ábra).

Következtetések

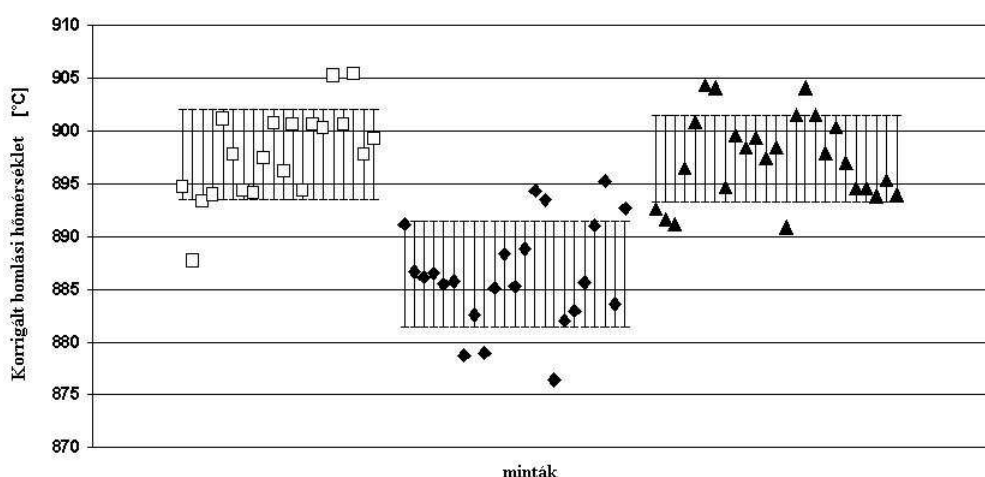
A munkában bemutatott szemelvények 40 év termoanalitikai módszerrel végzett kutatásaiból lettek kiemelve. Ezek egy része elméleti módszertani fejlesztés. A bomlási folyamatok és az azokra ható tényezők rendszerezése lehetővé teszi, hogy egy ásványtani képlet ismeretében előre megítéljük a várható termoanalitikai reakciókat, ill. hogy a termoanalitikai görbéken megjelenő reakciók azonosításához az „finger-print” jellegű keresések helyett elméleti megfontolásaink legyenek.

A termogravimetriával történő vizsgálatok a DTA-val és más műszeres fázisanalitikai vizsgálatokkal szemben abszolút mérési adatokon és termokémiai egyenleteken alapuló mennyiségi meghatározásokat tesznek lehetővé.

A mért bomlási hőmérséklet helyett a mennyiségnek megfelelően korrigált bomlási hőmérséklet használata összehasonlíthatóvá teszi a mérési adatokat, és ezzel lehetővé teszi azokat különféle földtani jelenségek vagy folyamatok észlelésére.

A felsorolt esettanulmányok a termoanalitikai módszernek a fázisanalízisen kívüli, változatos alkalmazási lehetőségeit igyekeznek illusztrálni.

A bemutatott részeredményeket nemzetközi folyóiratokban, ill. könyvfejezetben az évek során már publikáltam, de a teljes anyag összefüggéseiben eddig még nem jelent meg, részleteiben pedig könyv terjedelemben publikálható.



20. ábra. Különböző édesvízi mészkövekben lévő kalcit bomlási hőmérsékleteinek szórási tartománya

□ – Buda, Várhegy, ♦ – Budakalász, ▲ – Szomód, Les-hegy

Figure 20. Scatter range of the corrected decomposition temperature of travertine samples from different localities

□ – Buda, Vár Hill, ♦ – Budakalász, ▲ – Szomód, Les Hill

Irodalom — References

- CVETKOV, A. I., VALJASIKHINA, E. P., PILOJAN, G. O. 1964: *Differencialnij termiceszkij analiz karbonatnih minyeralov*. — Nyedra, Moszkva, 167 p.
- DARIDA-TICHY, M., HORVÁTH, I., FARKAS, L., FÖLDVÁRI, M. 1984: Az andezitmagmatizmushoz kapcsolódó kőzetelváltozások a Velencei-hegység keleti részén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1982-ről, pp. 271–288.
- DEÁK, F., FÖLDVÁRI, M., MINDSZENTY, A.: 2002: A new tool to detect exposure surfaces in shallow water carbonates depositional environments. — *Acta Geologica Hungarica* 45 (3), pp. 301–317.
- FÖLDVÁRI, M. 1987: Gesichtspunkte bei dem Einsatz der Thermoanalyse als instrumentelle Methode zur Phasenanalyse von Gesteinen. — *Chemie der Erde/Geochemistry* 47 (1–2), pp. 19–30.
- FÖLDVÁRI, M. 1991: Measurement of different water species in minerals by means of thermal derivatography. — In: SMYKATZ-KLOSS, W., WARNE, S. ST. J. (eds): *Thermal analysis in the geosciences*. — Series of Lecture Notes in Earth Sciences 38. Springer Verlag, Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo – Hong Kong – Barcelona – Budapest, pp. 84–100.
- FÖLDVÁRI, M. 1997: Kaolinite genetic and thermoanalytical parameters. — *Journal of Thermal Analysis* 48 (1), pp. 107–119.
- FÖLDVÁRI, M. 1999: The use of corrected thermal decomposition temperature in the geological interpretation — *Journal of Thermal Analysis and Calorimetry* 56 (2), pp. 909–916.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P.: 2007: Montmorillonit rétegtözi terében lévő egy- és kétértékű kationok termoanalitikai vizsgálata. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2005-ről, pp. 167–176.
- FÖLDVÁRI, M., BERNER, Zs., STÜBEN, D. 2003: Thermoanalytical study of Quarternary thermal lacustrine travertines in Hungary (Buda-Vár-hegy, Budakalász, Szomód-Leshegy). — *Acta Geologica Hungarica* 46 (2), pp. 193–202.
- FÖLDVÁRI, M., GERMÁN-HEINS, J. 1994: Thermal analysis. — In: RETALLACK G. J., GERMÁN-HEINS J. (eds): *Evidence from paleosols for the geological antiquity of rain forest*. — *Science* 265 (5171), pp. 499–502.
- FÖLDVÁRI, M., KOVÁCS-PÁLFFY, P. 1993: A critical study on crystallinity measurement of kaolinites. — *Romanian Journal of Mineralogy* 76 (1), pp. 109–119.
- FÖLDVÁRI M., KOVÁCS-PÁLFFY P. 2002: Mineralogical study of the Tengelic Formation and the loess complex of Tolna Hegyhát and Mórág Hills areas. — *Acta Geologica Hungarica* 45 (3), pp. 247–263.
- FÖLDVÁRI, M., PAULIK, F., PAULIK, J. 1988: Possibility of thermal analysis of different types of bonding of water in minerals. — *Journal of Thermal Analysis* 33 (1), pp. 121–132.
- IVANOVA, V. P., KASZATOV, B. K., KRASZAVINA, T. N., ROZINOVA, E. L. 1974: *Termiceszkij analiz minyeralov i gornih porod*. — Nyedra, Leningrád, 399 p.
- KOVÁCS-PÁLFFY, P., KALMÁR, J., FÖLDVÁRI M., BARÁTH, I.-NÉ 2000: A mineralogical-petrographical characterisation of the weathered crust of the Üveghuta granite. (Az üveghutai gránit mállási kérgének ásvány-kőzettani és geokémiai jellemzése.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 1999-ről, pp. 193–212.
- MACKENZIE, R. C. 1957: *The differential thermal investigation of clays*. — Mineralogical Society, London. 456 p.
- MACKENZIE, R.C. 1962: Scifax differential thermal data index. — Cleaver-Hume, London.
- MACKENZIE, R. C. 1970: *Differential thermal analysis, I*. — Academic Press, London – New York, 775 p.
- MARSI, I., DON, GY., FÖLDVÁRI, M., KOLOSZÁR L., KOVÁCS-PÁLFFY P., KROLOPP E., LANTOS M., NAGYNÉ BODOR E., ZILAHISEBESS L. 2004: Quarternary sediments of the north-eastern Mórág Block. (A Mórági-rög ÉK-i részének negyedidőszaki üledékei.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* 2003, pp. 343–370.
- SMYKATZ-KLOSS, W. 1974: *Differential thermal analysis. Application and results in mineralogy*. — Spinger Verlag, Berlin – Heidelberg – New York, 185 p.
- TODOR, D. N. 1972: *Analiza termică a mineralelor*. — Editura Tehnică, București, 279 p.
- WULFSBERG, G. 1987: *Principles of descriptive inorganic chemistry*. — Brooks/Cole Publishing, Monterey CA, p. 23.